UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS

Trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa

Doutoramento em Geologia

Especialidade Paleontologia e Estratigrafia

Sofia Raquel Cardoso Pereira

Tese orientada por:

Carlos Alberto Pires Fernandes Marques da Silva

e

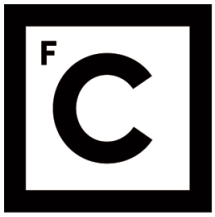
Artur Agostinho de Abreu e Sá

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor

2017

UNIVERSIDADE DE LISBOA

FACULDADE DE CIÊNCIAS



Ciências
ULisboa

Trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa

Doutoramento em Geologia
Especialidade Paleontologia e Estratigrafia

Sofia Raquel Cardoso Pereira

Tese orientada por:
Carlos Alberto Pires Fernandes Marques da Silva
e
Artur Agostinho de Abreu e Sá

Júri:
Presidente:
- Maria da Conceição Pombo de Freitas

Vogais:
- Juan Carlos Gutiérrez-Marco
- Timothy Peter Young
- Carlos Augusto Pinto de Meireles
- Artur Agostinho de Abreu e Sá

Documento especialmente elaborado para a obtenção do grau de doutor

Fundação para a Ciência e Tecnologia

2017



"Aqui é a mamã (na frente)*, o papá, o Romeu, o Miguel, a Cristina, a Dalia e o Michel…um martelo para cada um e uma pedra e aqui são muitas pedras que matámos e aqui em cima vou pôr a data"*

Violeta Lourenço, Queixopêrra, outubro de 2016

À memória de Joaquim Filippe Nery da Encarnação Delgado

AGRADECIMENTOS

Este trabalho foi financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) através de uma Bolsa de Doutoramento individual (SFRH/BD/73722/2010). A candidata beneficiou ainda do apoio do programa SYNTHESYS (Synthesis of Systematic Resources), financiado pela Comunidade Europeia – Research Infrastructure Action sob o programa FP7 "Capacities" (CZ-TAF-4786 e GB-TAF-6519), do Projecto IGCP-653 – The Onset of the Great Ordovician Biodiversification Event (IUGS-UNESCO) e do Programa Ocupação Científica de Jovens nas Férias (2011), da agência Ciência Viva-ANCCT. Além da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, este trabalho contou ainda com o acolhimento de outras duas instituições, o Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro e o Centro de Geociências da Universidade de Coimbra.

Após um somatório de anos já constrangedor, durante os quais pude contar com a colaboração de um elevado número de pessoas do ponto de vista científico e/ou pessoal, começo pelos que eventualmente me esqueci. Nada a fazer, que a idade é um posto. Não levem a peito e venham ter comigo, pago-vos um copo.

Ao orientador Carlos Marques da Silva, que contra o seu feitio de passador entre os pingos da chuva me disse "que sim" quando eu estava no limbo metamórfica/paleontologia, mantendo-me do lado de cá. Já é grosseiramente uma década a aturar-me, o que lhe deveria conceder também algum grau de qualquer coisa. Agradeço ter aceitado orientar um tema tão mais interessante (e antigo) do que aquilo a que está acostumado. Obrigada pela enorme dedicação a rever textos e a raciocinar sobre coisas que lhe eram estranhas, pelo sentido crítico, pela eficiência e rapidez sempre que foi necessário algo de sua parte e pelo tão bom humor. Ele diz que" são muitos anos a virar frangos", eu garanto que ninguém os assa como ele.

Ao orientador Artur Sá, por também há já quase uma década ter respondido com entusiasmo e disponibilidade a um e-mail cujo remetente desconhecia e que poderia ter sido alguém (mais) desequilibrado…menos mal, era apenas eu. Agradeço a liberdade que sempre me deu para poder ir fazendo as coisas da forma que me sinto confortável e que sei trabalhar, sem pressionar ou insistir, mesmo enquanto produzia mais seres humanos que resultados. Obrigada pelo tema, pelo encorajamento, pela partilha de conhecimento e por ter sempre encontrado tempo para mim, mesmo em momentos que lhe eram absolutamente caóticos.

Ao Miguel Pires, o orientador de entusiasmo. Este trabalho tem muito dele, muito no material, muito nas ideias, mas sobretudo muito no ânimo. Nos momentos de hiperventilação e de quase tomada de outros rumos, foi sobretudo no desgosto dele que pensei. Agradeço toda a partilha, campanhas de campo, horas de dedicação, e-mails a inquietar-me, insistências quando acreditava numa ideia que tinha, mesmo que eu torcesse a expressão. Vá, agora há que continuar que falta o pigídio da *Lichas* e faltam trilobites em Portalegre. Também à Cristina Pires, pela ajuda nas recolhas de material, pelo field-babysitting, pelas *Deanaspis* do Monte Cimeiro, pelos cozinhados e por alinhar no entusiasmo do Miguel. E também aos miúdos Pires, por me terem recebido sempre tão bem. Ups, entretanto dei-lhes tempo de crescer e já o não são.

Ao Jorge Colmenar, companheiro favorito de campo, paralelizável na obsessão e demência, por alinhar nas minhas loucuras, por me fazer companhia às 20:30h na "capa 2 do Delgado", pela Sardenha, por Marrocos, por Zaragoza, pela Skype-terapia. Mais não agradeço porque a "deuda eterna es al revés". Vaya planificación, madre mía, no están preparados, increíbles, el calambre. ¡Qué país, qué salud!

Ao Tim Young, que depois de anos afastado destes temas foi empurrado novamente para o Buçaco e dispôs todo o material, dados e manuscritos que há muito tinham ficado hipotecados à espera de alguém com a mesma dose de desvairo. Muitos dos dados do Sinclinal de Buçaco existem graças à sua capacidade assustadora de varrer tudo que é pedra ("caramba Jorge, o Tim também já tinha visto

isto!"). "Forever Young…" trauteávamos, enquanto repetíamos a sua frase de campo mais carismática: "this is very odd, isn't it?"; é, mas é muito menos depois do contributo dele.

Ao Jonathan Adrain, pelas longas conversas madrugada fora nas quais teve a capacidade de me pôr a pensar, mudar convicções e ver para além do que a visão geológica me permitia. Os "mais além" da sistemática só foram possíveis após estas discussões, sempre marcadas pelo humor hilariante e inteligente com que debate qualquer tema. Agradeço-lhe também os muitos trabalhos que de outra forma não poderia ter consultado (谢谢) e a imediata disponibilidade para discutir devaneios.

Ao David Holloway, pelas detalhadas revisões, por ouvir a outra metade dos meus devaneios e pelo entusiasmo com que rapidamente respondia e enviava outros dados. Foi a almofada de várias ideias, o "I agree" que precisamos ouvir depois de semanas a discutir sozinhos no laboratório.

Ao Museu Geológico de Lisboa, na pessoa do seu diretor, Miguel Magalhães Ramalho, pelo acesso concedido às coleções e por ter cuidado deste espólio que me é tão especial e que tem tão grande valor histórico e científico. Ao restante pessoal desta instituição, José António, Jorge Sequeira, Céu e ao já reformado José Frias, que tornou os primeiros tempos mais calorosos. Uma parte muito significativa deste trabalho provém desta instituição e só foi possível graças à liberdade que ao longo de vários anos me foi concedida para ir consultando estas coleções com a frequência e à vontade que a minha forma de trabalhar requer.

Ao Armando Marques Guedes, pela disponibilidade para partilhar conhecimentos de muitos anos no campo e cedência de material de forma absolutamente livre, sem prazos ou preocupações. Agradeço também as horas de desanuvio com histórias interessantes e muito me alegra que naquela altura tudo tenha corrido pelo melhor.

Aos meus outros homens de Mação, Manuel Romão (Manfro), Michel Henrotay (e à Dalia) e Pierre-Marie Guy, pela companhia no campo e cedência de material. Lamento ter chegado após o expoente máximo do seu entusiasmo nestes temas.

Aos coletores dos Serviços Geológicos de Portugal que durante o século XIX e inícios do século XX foram responsáveis pela recolha das centenas de espécimes do Museu Geológico que tive o prazer de estudar: António Mendes, Romão de Souza, Romão de Matos e os anónimos cuja identidade não sobreviveu aos muitos anos que nos separam. Queria poder dizer-lhes que naquela tarde em que exaustos martelaram uma vez mais, valeu a pena.

À Ana Carneiro e à Vanda Leitão pela disponibilidade para discutir os temas históricos, esclarecer dúvidas sobre aqueles tempos e pelo trabalho que desenvolveram nas últimas décadas, permitindo conhecer as muitas histórias dos Serviços Geológicos de Portugal, as gentes, os retalhos do arquivo histórico do LNEG, as cusquices nas trocas de correspondência, os desabafos dos coletores, todos temas essenciais para o estudo sistemático das trilobites do Ordovícico Superior.

Ao Michael Romano, pelas discussões sobre temas que há muito abandonou, por partilhar dados que ficaram em preparação e por ter guardado cuidadosamente os espécimes do Delgado, agora retornados a casa depois de uma migração já atual.

Ao Museu Nacional de História Natural e da Ciência, na pessoa da Vanda Santos, por me ter permitido aceder às coleções de trilobites portuguesas desta instituição e dado a liberdade para me ocupar delas conforme a minha disponibilidade e necessidade permitiram. Da mesma instituição, quero agradecer ao João Paulo, que muito me ajudou com a reorganização destes espécimes, à Liliana Póvoas, pela partilha de imensas histórias e informações cruciais sobre a organização pré-incêndio deste espólio, e às restantes pessoas desta casa por me terem sempre recebido tão bem.

Ao José Ignacio (Universidad de Zaragoza), Jana Anger e Peter Königshof (Senckenberg Museum), Claire Mellish (National History Museum) e Ruben Dias (LNEG) por permitirem o acesso às coleções sob as suas tutelas. Ao Petr Kraft (Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech) e ao Damien Gendry (Musée de Géologie de l'Université de Rennes) pelo envio de fotografias de

espécimes das coleções das quais são curadores. À Catarina Caprichoso, por me ter procurado material nas coleções da Universidade do Porto, Universidade de Coimbra e Instituto Superior Técnico. Ao Lukas Laibl e ao Petr Budil, pela boa receção em Praga, pelo envio de fotografias de espécimes que fui tendo necessidade de rever e pelo acesso às coleções do Národní muzeum v Praze e da Česká geologická služba.

À Ana Jacinto, companheira de muitas campanhas de campo, tapete de muitas situações científicas e pessoais, que segurou vários pratos a girar quando me faltaram dedos.

Ao Gutiérrez-Marco e à Isabel Rábano, pela muita bibliografia disponibilizada para iniciar este trabalho, pelas discussões relativas à cronostratigrafia, pela revisão de alguns trabalhos e pelo acesso ao material das coleções do IGME. Ao Nuno Vaz, pela ajuda em campanhas de campo, por ter suportado o som do corte da serra para me entregar muitas amostras prontas para estudo, pelas discussões sobre a estratigrafia de Mação e ajuda com palinomorfos. Ao José Piçarra, por pôr ao meu dispor informações e minutas de campo de Portalegre. Ao Ricardo Paredes, ups, Richard Walls, pelo apoio tão confortante.

Ao André Cravinho Santos, o homem dos bonecos, responsável por várias figuras que dão alguma cor às páginas seguintes e por muitas horas a rever textos comigo. Sem a sua ajuda creio que teria abdicado de uns quantos logs, esquemas e mapas e enlouquecido numa qualquer noite fculiana. Ao Zé Roseiro, que viveu semanas de puro tédio para me ajudar com as referências (qualquer coisinha mais manhosa por lá, falem com ele). E a ambos, por todo o apoio e ajuda ao longo do último ano e por terem conseguido sobreviver a tantas horas comigo. Vamos à pausa?

Aos muitos (carinhosamente apelidados) "escravos", que me ajudaram nas campanhas de campo e que me acompanharam por afloramentos aos meus olhos incríveis, mas inexistentes aos deles: Gonçalo Silvério – o escravo-mor (ele é campo, ele é excel, ele é listas de material), Cristiana Esteves (dívida eterna com os briozoários de Portalegre), Claudia Puddu, Linda Inês, Eduardo Soares, Mário Santiago, Juan Avilés, Javier Álvaro, Samuel Zamora, Saturnino Lorenzo, Sarah Sheffield, Colin Sumrall, Bradley Deline, Andy Clark, Yago Alonso e todos os "jovens" (agora já não tão jovens) que ajudaram na campanha de Mação de 2011 do Programa ocupação de jovens nas férias (especial menção à Rita que reencontrei entre os GE€COS 3). Estas campanhas foram pautadas pelo contributo de muitos habitantes locais, quer através de informações pontuais sobre as localidades, quer através de copos (e garrafas) de vinho. Muito obrigada às gentes de Alegrete (especial menção ao Zé das Quintas e ao "Custóido"), do Orvalho, de Casal de Santo Amaro, de Louredo e de Palheiros.

Ao Alan Owen, David Bruton, Robert Owens, Muriel Vidal, Richard Fortey, José Romão e Jorge Esteve pela ajuda com alguma bibliografia que sempre está em falta e discussões pontuais sobre trilobites, estratigrafia e sedimentologia. À Marika Polechová pela ajuda com a identificação dos bivalves do Monte Cimeiro. Ao Carlos Neto de Carvalho por ter localizado o material original de Jacinto Perdigão (que me deve um joelho) e pelas informações relativas às jazidas de Penha Garcia. Ao Ícaro, pelas discussões geodinâmicas e ao Mário Cachão, pela cedência voluntária (e involuntária) do espólio do Paleolab.

À Manuela Sardo, a principal responsável por a menos de um mês da decisão eu ter alterado as minhas convicções e por me ter feito preencher o código de "Geologia" naquela folha. É a culpada.

Eu poderia fazer uma escala biostratigráfica para a distribuição de pessoas com as quais me fui cruzando durante a realização deste trabalho. Foram várias gerações de alunos, os amigos foram-se sucedendo, as companhias para almoçar mudando, fui deixada órfã muitas vezes e desejei orfanar outras tantas (parem de me vir inquietar com propostas indecentes para parar de trabalhar!). Agradeço a companhia e amizade que tornaram as centenas de dias univitelinos mais fáceis de suportar. Por ordem geocronológica e da base para o topo, como não podia deixar de ser, obrigada à Ana Medeiros, a amiga geológica mais antiga que comigo martelou "nódulos" de dolerito em Louredo; à Inês Pereira, à Ana Goulart e ao Pedro Mocho, a confraria fculiana; ao Bernardo, Filipa Luz, João Casacão,

Frederico Barata, Ana Jesus, Bruno Barros, Carlos Nogueira, Cristiana Esteves, Vanessa Pais e aos GE€COS 1, GE€COS 2, GE€COS 3 (apanhei toda a gente de Geologia Económica e não vi nem um cêntimo). Todas estas pessoas vão diretamente para uma lista de desagradecimentos pelo vergonhoso número de horas que roubaram a este trabalho com as suas propostas imorais: “vamos lá abaixo?, 'bora ao globo?, almoçamos na horta?, não queres um gelado?, vamos lanchar?, cafezinho?, oh anda lá!, vamos à pausa?, só mais cinco minutos, fiz um bolo, fiz queijadas, és sempre a mesma coisa!” Sim, eu sou, mas esta coisa não era a mesma sem esta corja. E não me esqueço dos feriados, agostos e pausas letivas em que a Cristiana, a Vanessa, a Filipa, a Kateryna, o André e o Zé trabalharam a meio gás, pintaram bonecos, contaram extintores ou montaram Olafs, para que eu pudesse avançar. Muito obrigada, mas não cobrem à tia Sofia daqui a uns anos…o meu voucher-criança esgotou.

À Ana Rita Machado e à Patrícia Cuco, os outros dois vértices de um triângulo que tem tantos anos quanto este trabalho. Aos Machados todos, por me terem sempre recebido tão bem em Vila Real e feito babysitting de qualidade. A minha sanidade mental fica a dever-vos uma.

Aos meus pais, por me terem sempre dado a liberdade e apoio para escolher coisas que não entendem. Ao Jorge e às pestes, a toda a minha restante família e aos meus de Albergaria, pelo apoio e compreensão das ausências. Por fim, uma dedicatória especial às pessoas importantes para mim ou para as trilobites de Portugal que não puderam chegar a este dia: à Dona Justa e ao Firmino Jesus.

RESUMO

A abundância de fósseis de trilobites nos terrenos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica (ZCI) portuguesa é conhecida há mais de 150 anos, desde os estudos pioneiros de Nery Delgado. Embora alvo de revisões pontuais, a imensa coleção existente, dispersa por vários museus portugueses e estrangeiros, carecia de estudo aprofundado e revisão.

Este trabalho teve como objetivo principal o estudo paleontológico das associações de trilobites da ZCI portuguesa. Inicia-se pela análise bibliográfica crítica dos antecedentes, inventariação das coleções estratigráficas clássicas e novos dados que permitiram reconhecer 12 regiões geológico-geográficas onde ocorrem níveis atribuíveis ao Ordovícico Superior: Sinclinal de Buçaco, Sinclinal de Fajão-Moradal, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, Sinclinal de Vila Velha de Rodão, Sinclinal de Penha Garcia, Sinclinal de Portalegre, Anticlinal de Valongo, Sinclinal de Arouca-Castro Daire, Sinclinal de Marofa, Faixa Covelas-Viana do Castelo, Estrutura Marão-Alvão, Sinclinal de Moncorvo-Poiares e Trás-os-Montes. O Estado da Arte destas sequências é sumarizado, acrescentam-se novos dados litostratigráficos e é homogeneizada a nomenclatura das unidades.

O estudo sistemático incluiu trilobites provenientes de seis das 12 regiões analisadas, não tendo sido encontrados registos do grupo nas restantes: sinclinais de Buçaco, Fajão-Moradal, Amêndoa-Carvoeiro, Vila Velha de Ródão, Portalegre e Moncorvo-Poiares (Trás-os-Montes). As jazidas clássicas de trilobites desta idade, a maioria de localização incerta, foram relocalizadas e catalogadas. Adicionalmente, foram encontradas novas jazidas que permitiram completar o conhecimento anterior e registar novas ocorrências.

Estudaram-se, no total, mais de 2000 espécimes de trilobites provenientes do Ordovícico Superior de Portugal, Espanha, França, República Checa, Sardenha e Marrocos. Foram identificadas 73 espécies de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, 32 em nomenclatura aberta, pertencentes a sete ordens, 15 famílias e 39 géneros distintos. Estes fazem parte de 15 coleções de domínio público e privado, das quais as coleções clássicas de trilobites portuguesas do Museu Geológico de Lisboa, Museu Nacional de História Natural e da Ciência e do National History Museum de Londres foram inventariadas. Os 73 taxa de categoria específica foram enquadrados taxonomicamente, tendo sido descritos e figurados espécimes representantes de todos eles. Foram definidos um género novo e 17 espécies novas: *Armoricania* n. gen., *Cekovia piresi* n. sp., *Ulugtella? guedesi* n. sp., *Phillipsinela lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Lichas lusitanica* n. sp., *Primaspis romanoi* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *D. manfroi* n. sp., *Eudolatites queixoperra* n. sp., *Kloucekia youngi* n. sp., *Actinopeltis? henrotayi* n. sp., *Areia bussacensis* n. sp., *Plaesiacomia robardeti* n. sp., *Radnoria guyi* Pereira, Silva, Pires & Sá e *Nobiliasaphus katianus* n. sp. Nove géneros foram pela primeira vez identificados em Portugal: ?*Ulugtella, ?Parillaenus, Amphoriops, "Bumastus", ?Whittingtonia, "Ceraurinus", Ovalocephalus, Mucronaspis* e *Flexicalymene.* A revisão de espécimes de trilobites do Ordovícico Superior da República Checa e de Marrocos permitiu a definição de duas novas espécies (*Vysocania moraveci* n. sp. e *Vysocania marocana* n. sp.). Foi reforçada a atribuição de *Cekovia* e *Delgadoa* a Illaenidae, rejeitando-se a proposta de alguns autores que anteriormente os incluíram em Styginidae. A revisão do género *Lichas,* conduziu à rejeição das tribos Lichini e Dicranopeltini. O género *Actinopeltis* foi atribuído a Cyrtometopinae, rejeitando-se as atribuições anteriores a Eccoptochilinae e Deiphoninae. Panderiidae é excluída de Illaenina e interpretada como um grupo-irmão de Nileidae, incluindo-se na superfamília Cyclopygoidea.

O estudo paleoecológico permitiu distinguir oito Biofácies de trilobites, paralelizadas com associações e comunidades definidas por outros autores, estabelecendo-se um esquema de distribuição paleoambiental das comunidades originais. Em termos paleoambientais, reconheceu-se a existência de uma plataforma essencialmente siliciclástica durante o Berouniano e Hirnantiano e uma plataforma

mista a carbonatada durante o Kralodvoriano, tendo as biofácies diferenciadas sido enquadradas nestas e discutidas as condições ecológicas nas quais se estabeleceram as comunidades representadas pelas associações estudadas. Foi documentada preservação abrigada de *Eoharpes macaoensis* em câmaras de habitação de cefalópodes ortocónicos, interpretando-se um comportamento críptico destes organismos, propondo-se o termo Ocupismo para o designar. Foram também documentadas várias configurações de exúvias de trilobites do Ordovícico Superior português, discutindo-se vários aspetos da ecdise destes organismos.

Do ponto de vista biostratigráfico, foi estabelecido um esquema de cinco horizontes que cobre a maioria da sequência do Ordovícico Superior estudada, com aplicação local e regional para a Iberoarmórica, os quais foram correlacionados com o esquema biozonal de trilobites desta região. Estes dados permitiram atualizar a escala biozonal de trilobites do domínio iberoarmoricano, sugerindo-se que a Biozona de *Cekovia perplexa* seja substituída pela biozona de associação *Cekovia perplexa-Parillaenus? creber*, a extinção da Sub-Biozona *"Stenopareia"* cf. *oblita* e a substituição da Sub-Biozona *Holdenia insculpta* por uma biozona de conjunto *Holdenia insculpta-Phillipsinella lusitanica*. Adicionalmente, sugeriu-se a biozona de intervalo *Eudolatites-Dalmanitina*, restrita ao Berouniano e útil para definir o início e final do Berouniano na Província de Alta Latitude. Foram também identificadas pela primeira vez em Portugal associações representantes das faunas de *Foliomena* e de *Hirnantia*.

Do ponto de vista paleobiogeográfico, as associações de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa enquadram-se na Província de Alta Latitude, a qual mantém uma assinatura endémica para o grupo até ao final do Berouniano. O registo de uma elevada diversidade (24 espécies) durante esta idade, coloca de parte as interpretações anteriores de que o Berouniano iberoarmoricano estaria caracterizado por uma baixa diversidade, resultado da sua localização subpolar. Para o Kralodvoriano, documentaram-se intercâmbios faunísticos em sentido inverso ao usualmente registado durante o Evento Boda. Assim, sugere-se que a redução de endemismo a nível global que marca o Katiano superior estará relacionada não apenas com a chegada a este biochorema de taxa de baixas latitudes, mas também com a expansão de vários géneros até então endémicos da Província de Alta Latitude para outros domínios, alguns dos quais se tornaram posteriormente taxa cosmopolitas e comuns nas associações pouco diversas e oportunistas que caracterizam os depósitos do Hirnantiano.

ABSTRACT

Trilobite fossils from the Upper Ordovician of the Portuguese Central Iberian Zone (CIZ) are known for more than 150 years, since the pioneer works of Nery Delgado. Despite being the subject of occasional research works, the vast fossil collections of Portuguese Upper Ordovician trilobites present in museums in Portugal and abroad lacked comprehensive study and revision.

The main aim of this work is the palaeontological study of the trilobite assemblages from the Portuguese CIZ. It starts with the critical analysis of the published data, the inventory of the classical stratigraphical collections and the gathering of new data that allowed the individualization of 12 different geological-geographical regions where Upper Ordovician sequences are represented: the Buçaco Syncline, Fajão-Moradal Syncline, Amêndoa-Carvoeiro Syncline, Vila Velha de Rodão Syncline, Penha Garcia Syncline, Marofa, Portalegre Syncline, Valongo Anticline, Arouca-Castro Daire Syncline, Covelas-Viana do Castelo Belt, Marão-Alvão structure and Trás-os-Montes. The State of the Art for these sequences was made, new lithostratigraphic data was added and the lithostratigraphical nomenclature was homogenized.

The systematic study included trilobite fossils from six of the 12 regions mentioned above (from Buçaco, Fajão-Moradal, Amêndoa-Carvoeiro, Vila Velha de Ródão, Portalegre and Moncorvo-Poiares synclines), fossils of the group being so far unknown from the Upper Ordovician sequences of the remaining regions. The classical trilobite localities of this age, most of them with uncertain

geographical location, were rediscovered and catalogued. Additionally, new areas were surveyed and new fossil localities were discovered, completing the previous knowledge and finding new trilobite occurrences.

Over 2000 Upper Ordovician trilobite specimens were studied, from Portugal, Spain, France, Czech Republic, Sardinia and Morocco. A total of 73 trilobite species from the Portuguese Upper Ordovician CIZ were identified (32 of them left in open nomenclature), belonging to seven orders, 15 subfamilies and 39 genera. The specimens studied are housed in 15 public and private collections. The classical collections of the Geological Museum of Lisbon, National Museum of Natural History and Science (University of Lisbon) and the National History Museum of London were catalogued in detail. All species were taxonomically studied, described and figured. A new genus and 17 new species were defined: *Armoricania* n. gen., *Cekovia piresi* n. sp., *Ulugtella? guedesi* n. sp., *Phillipsinela lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Lichas lusitanica* n. sp., *Primaspis romanoi* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *D. manfroi* n. sp., *Eudolatites queixoperra* n. sp., *Kloucekia youngi* n. sp., *Actinopeltis? henrotayi* n. sp., *Areia bussacensis* n. sp., *Plaesiacomia robardeti* n. sp., *Radnoria guyi* Pereira, Silva, Pires & Sá and *Nobiliasaphus katianus* n. sp. Nine genera were reported for the first time from Portugal: ?*Ulugtella, ?Parillaenus, Amphoriops, "Bumastus", ?Whittingtonia, "Ceraurinus", Ovalocephalus, Mucronaspis* e *Flexicalymene.* In addition to the study of Portuguese specimens, the study and revision of trilobite specimens from the Upper Ordovician of the Czech Republic and Morocco led to the identification of two new species (*Vysocania moraveci* n. sp. e *Vysocania marocana* n. sp.). The assignment of *Cekovia* and *Delgadoa* to Illaenidae was reinforced, and their inclusion into Styginidae, as advocated by some previous authors, was rejected. The revision of the genus *Lichas* lead to the dismissal of both Lichini and Dicranopeltini tribes. The genus *Actinopeltis* was reassigned to Cyrtometopinae, rejecting the previous assignments to Eccoptochilinae or Deiphoninae. Panderiidae, in this work, was excluded from Illaenina and interpreted as a sister-group of Nileidae and a member of the superfamily Cyclopygoidea.

The palaeoecological study allowed characterizing eight trilobite biofacies, being these correlated with assemblages and communities documented by other authors. A palaeoenvironmental distribution model for the original communities represented by these biofacies was presented. It was recognized an essentially siliciclastic platform during the Berounian and the Hirnantian, and a mixed to carbonate platform in the Kralodvorian. Sheltered preservation of *Eoharpes macaoensis* inside orthoconic nautiloid shells was documented and the term "occupism" was proposed to describe the cryptic behaviour of these organisms. Several moulting configurations are documented from the Portuguese Upper Ordovician, allowing to discuss the variability of moulting mechanisms and the functionality of the ecdysial sutures.

From a biostratigraphical standpoint, a five-horizon scheme was proposed, covering most of the Upper Ordovician sequence, providing local and regional correlation in the Ibero-Armorican area. These horizons were correlated to the trilobite biozones previously defined in this region. The data allowed to update the Ibero-Armorican trilobite biozonal scheme, being proposed the replacement of the *Cekovia perplexa* Biozone by *Cekovia perplexa-Parillaenus? creber* assemblage Biozone, the exclusion of the "*Stenopareia*" cf *oblit* sub-Biozone and the replacement of the *Holdenia insculpta* sub-Biozone by the *Holdenia insculpta-Phillipsinella lusitanica* assemblage sub-Biozone. Additionally, a *Eudolatites-Dalmanittina* interval Biozone was suggested, restricted to the Berounian, being useful for the definition of the lower and upper boundaries of this regional stage in the High Latitude Province. It is also reported for the first time in Portugal assemblages of the *Foliomena* and the *Hirnantia* faunas.

From a palaeobiogeographical point of view, the trilobites from the Upper Ordovician of the Portuguese CIZ belong to the Trilobite High Latitude Province, which has an endemic character until the late Berounian. The high biodiversity here reported for the Berounian assemblage (more than 20 species), dismisses its previously assumed low diversity, interpreted as the result of the subpolar setting of Ibero-Armorican domain. For the Kralodvorian, several faunal shifts in opposite direction to

the ones usually described during the Boda Event are reported. Thus, it is suggested that the global decrease in endemism that characterized upper Katian times was related not only to the arrival of lower-latitud taxa to the High Latitude Province, but also to the expansion of the geographical distribution of endemic genera from this last province, some of which became cosmopolite and common in the low-diversity and opportunistic faunas reflected in the fossil assemblages that characterize Hirnantian deposits.

ÍNDICE

VOLUME 1

Agradecimentos
Resumo
Abstract
Índice **I**
Índice de Figuras **IX**
Índice de Tabelas **XVII**

1. Introdução **1**
1.1. Objetivos 2
1.2. Enquadramento metodológico 3
2. Estratigrafia do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa **5**
2.1. Os limites do Ordovícico Superior na Zona-Centro Ibérica portuguesa 5
2.2. História da investigação estratigráfica: revisão dos antecedentes e Estado da Arte 7
2.2.1. Introdução 7
2.2.2. Evolução do conhecimento da estratigrafia do Ordovícico Superior português 8
2.2.2.1. O início dos estudos estratigráficos do Ordovícico português 9
2.2.2.2. As primeiras comissões geológicas portuguesas e a era de Nery Delgado 10
2.2.2.3. O período pós-Nery Delgado 11
2.2.2.4. A independência dos estudos clássicos e as contribuições estrangeiras 13
2.2.2.5. A estratigrafia do Ordovícico Superior no século XXI 16
2.2.3. As sequências do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa 18
2.2.3.1. Sinclinal de Buçaco 19
2.2.3.2. Sinclinal de Fajão-Moradal 28
2.2.3.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro 32
2.2.3.4. Sinclinal de Vila Velha de Ródão 36
2.2.3.5. Sinclinal de Penha Garcia 38
2.2.3.6. Sinclinal de Portalegre 41
2.2.3.7. Anticlinal de Valongo 44
2.2.3.8. Sinclinal de Arouca-Castro Daire 51
2.2.3.9. Sinclinal de Marofa 54
2.2.3.10. “Faixa” Covelas-Viana do Castelo 54
2.2.3.11. Estrutura Marão-Alvão 56
2.2.3.12. Trás-os-Montes 58
2.2.4. Conclusões 62
3. Enquadramento geográfico e geológico das áreas de estudo **67**
3.1. Enquadramento geográfico geral 67
3.2. Enquadramento geológico 67
3.2.1. Zona Centro-Ibérica 70
3.3. Áreas de Estudo 72
3.3.1. Sinclinal de Buçaco 72
3.3.2. Sinclinal de Fajão-Moradal 75
3.3.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro 77
3.3.4. Sinclinal de Vila Velha de Ródão 80

3.3.5. Sinclinal de Penha Garcia 82
3.3.6. Sinclinal de Moncorvo-Poiares 84
4. Litostratigrafia 87
4.1. Formação Carregueira (Young, 1985) 87
4.2. Formação Louredo (Mitchell, 1974; redefinida por Young, 1988) 89
4.3. Formação Cabeço do Peão (Young, 1988; redefinida por Romão, 2000, 2006) 92
4.4. Formação Chão do Amieiral (Sá *et al*., 2005) 94
4.5. Formação Ribeira da Laje (Young, 1988; redefinida por Romão, 2000) 95
4.6. Formação Porto de Santa Anna (Mitchell, 1974; redefinida por Young, 1988) 97
4.7. Formação Ferradosa (Young, 1988) 99
4.8. Formação Ribeira do Braçal (Young, 1988) 101
4.9. Formação Ribeira Cimeira (Young, 1988) 102
5. Jazidas fossilíferas 105
5.1. Sinclinal de Buçaco 105
5.1.1. Jazidas clássicas dos Serviços Geológicos de Portugal 108
5.1.2. Jazidas fossilíferas estudadas 113
5.1.3. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas 123
5.2. Sinclinal de Fajão-Moradal 128
5.2.1. Jazidas fossilíferas estudadas 128
5.2.2. Contexto geológico e estratigráfico da jazida fossilífera 130
5.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro 131
5.3.1. Jazidas clássicas dos Serviços Geológicos de Portugal 133
5.3.2. Jazidas fossilíferas estudadas 135
5.3.3. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas 141
5.4. Sinclinal de Vila Velha de Ródão 144
5.4.1. Jazida fossilífera estudada 144
5.4.2. Contexto geológico e estratigráfico da jazida fossilífera 146
5.5. Sinclinal de Penha Garcia 147
5.5.1. Jazidas fossilíferas estudadas 147
5.5.2. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas 150
5.6. Sinclinal de Moncorvo-Poiares 151
5.6.1. Jazidas fossilíferas estudadas 151
5.6.2. Contexto geológico e estratigráfico da jazida fossilífera 153
5.7. Ocorrências dos taxa de trilobites do Ordovícico Superior nas jazidas fossilíferas analisadas 155
6. Antecedentes paleontológicos 157
6.1. Introdução 157
6.2. Áreas clássicas 157
6.3. História da Investigação 158
6.3.1. O início dos estudos das trilobites do Ordovícico Superior português 159
6.3.2. A criação da Comissão Geológica do Reino e o início dos trabalhos sistemáticos de Paleontologia em Portugal 160
6.3.3. Nery Delgado e as trilobites do Ordovícico Superior português 162
6.3.4. O período pós-Nery Delgado 164
6.3.5. As contribuições estrangeiras na segunda metade do século XX 167
6.3.6. O estudo das trilobites do Ordovícico Superior português na transição para o século XXI 169

6.4. Estado do conhecimento em 2012 170
7. Coleções 175
7.1. Coleção do Museu Geológico de Lisboa (MG) – LNEG 176
7.1.1. História das coleções 176
7.1.2. Constituição das coleções 178
7.1.3. Observações 180
7.2. Coleção do Museu Nacional de História Natural e da Ciência – Universidade de Lisboa 181
7.2.1. História das coleções 181
7.2.2. Constituição das coleções 183
7.2.3. Observações 186
7.3. Coleção do Natural History Museum, Londres 191
7.3.1. História da coleção 191
7.3.2. Constituição da coleção 193
7.4. Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (MGUTAD) 197
7.4.1. Constituição da coleção 197
7.5. Coleção Miguel Pires (CMP) 198
7.5.1. Constituição da coleção 198
7.6. Coleção Armando Marques Guedes (CMG) 198
7.6.1. Constituição da coleção 199
7.7. Coleção Pierre-Marie Guy (PMGT) 199
7.8. Coleção Michel Henrotay (CMH) 199
7.9. Coleção Musée de Géologie de l'Université de Rennes (IGR) 200
7.10. Coleção Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza 200
7.11. Coleção Instituto Geologico y Minero de España (IGME) 200
7.12. Coleção Naturmuseum Senckenberg (SMF) 200
7.13. Coleção Národní muzeum v Praze (NMP) 201
7.14. Coleção Česká geologická služba (CGS) 202
7.15. Coleção Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech (MBHR, Rokycany) 203
8. Paleontologia Sistemática 205
Ordem CORYNEXOCHIDA Kobayashi, 1935 213
Subordem ILLAENINA Jaanusson, 1959 213
Superfamília ILLAENOIDEA Hawle & Corda, 1847 213
Família ILLAENIDAE Hawle & Corda, 1847 213
Género *Cekovia* Šnajdr, 1955 213
Cekovia loredensis (Thadeu, 1947) 219
Cekovia piresi n. sp. 228
Cekovia cf. *transfuga* (Barrande, 1872) 235
Cekovia sp. 235
?*Cekovia* cf. *perplexa* Hammann, 1992 236
Cekovia aff. *perplexa* Hammann, 1992 239
Género *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997 240
Vysocania iberica (Hammann, 1976) 245
Vysocania cf. *iberica* (Hammann, 1976) 249
Vysocania sp. 251
Vysocania moraveci n. sp. 255

Vysocania panderi (Barrande, 1852) 256
Vysocania vaneki (Šnajdr, 1958) 257
Vysocania oblita (Barrande, 1872) 258
Vysocania marocana n. sp. 259
? Género *Ulugtella* Petrunina, 1975 267
Ulugtella? *guedesi* n. sp. 268
? Género *Parillaenus* Jaanusson, 1954 272
Parillaenus? creber Hammann, 1992 273
Parillaenus? cf. *creber* Hammann, 1992 274
Género *Amphoriops* Hammann & Leone, 1997 275
Amphoriops cf. *inflatus* (Hammann, 1992) 275
Género *Delgadoa* Thadeu, 1947 276
Delgadoa loredensis Thadeu, 1947 281
Família Styginidae Vodges, 1890 286
? Género "*Bumastus"* Murchison, 1839 286
"Bumastus" aff. *commodus* Apollonov, 1980 286
Subfamília PHILLIPSINELLINAE Whittington, 1950 287
Género *Phillipsinella* Novák, 1885 287
Phillipsinella lusitanica n. sp. 292
Ordem LICHIDA Moore, 1959 298
Família LICHIDAE Hawle & Corda, 1847 298
Subfamília LICHINAE Hawle & Corda, 1847 298
Género *Lichas* Dalman, 1827 298
Lichas lusitanica n. sp. 305
Lichas loredensis n. sp. 309
Lichas sp. 313
Lichas sp. indet. 315
Hipostomas de *Lichas* sp. inc. 315
Ordem ODONTOPLEURIDA Whittington *in* Moore, 1959 316
Família ODONTOPLEURIDAE Burmeister, 1843 316
Subfamília ODONTOPLEURINAE Burmeister, 1843 316
Género *Primaspis* Richter & Richter, 1917 317
Primaspis romanoi n. sp. 320
? Género *Whittingtonia* Prantl & Přibyl, 1949 328
Whittingtonia ? *collectorum* n. sp. 328
Subfamília SELENOPELTINAE Hawle & Corda, 1847 332
Género *Selenopeltis* Hawle & Corda, 1847 333
Selenopeltis buchi (Barrande, 1846) 334
Ordem PHACOPIDA Salter, 1864 336
Subordem PHACOPINA Richter, Richter & Struve, 1959 336
Superfamília DALMANITOIDEA Vodges, 1890 336
Família DALMANITIDAE Vodges, 1890 336
Subfamília ZELISZKELLINAE Delo, 1935 338
Género *Zeliszkella* Delo, 1935 338
Zeliszkella cf. *renaudae* Henry, 1980 341

Subfamília MUCRONASPIDINAE Holloway, 1981 342
Género *Eodalmanitina* Henry, 1965 342
Eodalmanitina berouniana n. sp. 344
Género *Mucronaspis* Destombes, 1963 347
Mucronaspis cf. *mucronata* (Brongniart, 1822) 350
Subfamília DALMANITINAE Destombes, 1972 351
Género *Dalmanitina* Reed, 1905 351
Dalmanitina rabanoae n. sp. 354
Dalmanitina manfroi n. sp. 360
Dalmanitina philippoti Henry, 1980 363
Dalmanitina sp. indet. 364
Dalmanitina sp. 365
Género *Crozonaspis* Henry, 1968 366
Crozonaspis chauveli Henry, 1980 368
Crozonaspis sp. indet. 370
Crozonaspis dujardini (Rouault, 1847) 371
Crozonaspis aff. *dujardini* (Rouault, 1847) 373
Subfamília EUDOLATITINAE Tomzikowa, 1991 375
Género *Eudolatites* Delo, 1935 375
Eudolatites queixoperra n. sp. 378
Eudolatites aff. *angelini* (Barrande, 1852) 381
Infraordem DALMANITIFORMES Eldredge, 1979 384
Superfamília ACASTACEA Delo, 1935 384
ACASTACEA s.l. *sensu* Edgecombe (1993) 384
Género ? *Phacopidina* Bancroft, 1949 386
Phacopidina? *armoricana* (Pillet, 1990) 387
Género *Kloucekia* Delo, 1935 391
Kloucekia youngi n. sp. 393
Kloucekia sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* (Dreyfuss, 1948) 398
Kloucekia sp. A 402
Kloucekia sp. B 402
Subordem CHEIRURINA Harrington & Leanza, 1957 404
Família CHEIRURIDAE Hawle & Corda, 1847 404
Subfamília CYRTOMETOPINAE Öpik, 1937 404
Género *Actinopeltis* Hawle & Corda, 1847 404
Morfogrupo-*carolialexandri* 409
Actinopeltis tejoensis Romano, 1991 409
Actinopeltis cf. *spjeldnaesi* Hammann, 1972 412
Actinopeltis sp. A 413
Morfogrupo *completa* 414
Actinopeltis bocagei (Thadeu, 1947) 414
? Género *Actinopeltis* Hawle & Corda, 1847 418
Actinopeltis? *henrotayi* n. sp. 419
Cyrtometopinae indet. 421
Género "*Ceraurinus"* Barton, 1913 422

"*Ceraurinus*" cf. *meridianus* Hammann, 1992 422
Subfamília ECCOPTOCHILINAE Lane, 1971 424
Género *Eccoptochile* Hawle & Corda, 1847 425
Eccoptochile clavigera (Beyrich, 1845) 429
Eccoptochile impedita Hammann, 1972 435
Eccoptochile tumifrons Hammann & Leone, 2007 438
Subfamília AREIINAE Prantl & Přibyl, 1947 440
Género *Areia* Barrande, 1872 441
Areia bussacensis n. sp. 442
Família PLIOMERIDAE s.s. Raymond, 1913 446
Género *Coplacoparia* Hammann, 1971 446
Coplacoparia sp. 448
Subfamília HAMMATOCNEMINAE Kielan, 1960 448
Género *Ovalocephalus* Hammann, 1971 449
Ovalocephalus tetrasulcatus (Kielan, 1960) 450
Subordem CALYMENINA Swinnerton, 1915 452
Família PHAROSTOMATIDAE Hupé, 1953 452
Género *Prionocheilus* Rouault, 1847 453
Prionocheilus verneuili Rouault, 1847 454
Prionocheilus costai (Thadeu, 1947) 459
Prionocheilus sp. indet. 462
Família CALYMENIDAE Burmeister, 1843 463
Subfamília COLPOCORYPHINAE Hupé, 1955 463
Género *Colpocoryphe* Rouault, 1847 463
Colpocoryphe grandis (Šnajdr, 1956) 465
Subfamília REEDOCALYMENINAE Hupé, 1955 467
Género *Calymenella* Bergeron, 1890 467
Calymenella boisseli Bergeron, 1890 469
Calymenella cf. *bayani* (Šnajdr, 1956) 469
? Subfamília CALYMENINAE Milne Edwards, 1840 471
? Género *Flexicalymene* Shirley, 1936 471
Flexicalymene? sp. 471
Família HOMALONOTIDAE Chapman, 1890 472
Subfamília EOHOMALONOTINAE Reed, 1918 472
Género *Iberocoryphe* Hammann, 1977 472
Iberocoryphe cf. *bonissenti* (Morière, 1885) 475
Género *Eohomalonotus* Reed, 1918 479
Eohomalonotus? sp. 479
Subfamília KERFORNELLINAE Henry, 1980 480
Género *Plaesiacomia* Hawle & Corda, 1847 480
Plaesiacomia robardeti n. sp. 482
Ordem AULACOPLEURIDA Adrain, 2011 484
Família BRACHYMETOPIDAE Prantl & Přibyl, 1950 484
Subfamília BRACHYMETOPINAE Prantl & Přibyl, 1950 484
Género *Radnoria* Owens & Thomas, 1975 484

Radnoria guyi Pereira, Marques da Silva, Pires & Sá, 2015 487
Radnoria loredensis (Thadeu, 1947) 490
Ordem ASAPHIDA Salter, 1864 494
Família ASAPHIDAE Burmeister, 1843 494
Subfamília NOBILIASAPHINAE Balashova, 1971 494
Género *Nobiliasaphus* Přibyl & Vanék, 1965 494
Nobiliasaphus sp. 497
Nobiliasaphus katianus n. sp. 500
?*Nobiliasaphus* sp. indet. 504
?Superfamília CYCLOPYGOIDEA Raymond, 1925 505
Família PANDERIIDAE Bruton, 1968 505
Armoricania n. gen. 510
Armoricania beaumonti (Rouault, 1847) 513
Armoricania sp. indet. 519
Superfamília TRINUCLEOIDEA Hawle & Corda, 1847 521
Família TRINUCLEIDAE Hawle & Corda, 1847 521
Subfamília MARROLITHINAE Hughes, 1971 521
Género *Deanaspis* Hughes, Ingham & Addison, 1975 522
Deanaspis seunesi (Kerforne, 1900) 530
Deanaspis cf. *seunesi* (Kerforne, 1900) 534
Deanaspis grenieri (Bergeron, 1894) 536
Género *Onnia* Bancroft, 1933 538
Onnia? *malladai* (Oehlert, 1895 538
Ordem HARPIDA Whittington in Moore, 1959 541
Família HARPETIDAE Hawle & Corda, 1847 541
Género *Eoharpes* Raymond, 1905 541
Eoharpes macaoensis Romano & Henry, 1982 543
9. Paleoecologia 547
9.1. Biofácies de Trilobites 547
9.1.1. Biofácies *Dalmanitina* 548
9.1.2. Biofácies *Colpocoryphe* 548
9.1.3. Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae 549
9.1.4. Biofácies Cheiruridae-Illaenidae 552
9.1.5. Biofácies *Calymenella-Kloucekia* 553
9.1.6. Biofácies *Ovalocephalus* 554
9.1.7. Biofácies *Phillipsinella* 555
9.1.8. Biofácies *Mucronaspis* 555
9.2. Interpretação de associações macrofossilíferas selecionadas 556
9.2.1. Uma nova associação de baixa diversidade do Berouniano médio de Sardoal (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro) 556
9.2.2. A associação macrofossilífera da Formação Ribeira da Laje (Berouniano superior, Portugal): as últimas comunidades endémicas ordovícicas peri-gondwânicas 561
9.2.3. Uma associação de alta latitude da Fauna de *Foliomena* (Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano) e o seu significado paleogeográfico e paleoecológico 563
9.3. Modelo interpretativo das biofácies 571
9.3.1. Plataforma siliciclástica – Berouniano e Hirnantiano 571

9.3.2. Plataforma carbonatada – Kralodvoriano 575
9.4. Autoecologia de taxa selecionados 578
9.4.1. Ocupismo: estratégias de vida de Harpetidae 578
9.4.2. Ecdise: exemplos de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal 592
10. Biostratigrafia 603
10.1. Biostratigrafia do Ordovícico Superior do domínio iberoarmoricano 603
10.2. Biostratigrafia das trilobites do Ordovícico Superior do Domínio Iberoarmoricano 605
10.3. Distribuição vertical, composição e idade das associações de trilobites: um esquema biozonal para as trilobites do Ordovícico Superior português e correlação internacional 607
10.4. Atualização da escala biozonal de trilobites do domínio iberoarmoricano 620
11. Paleobiogeografia 623
11.1. Paleogeografia do Ordovícico 623
11.2. Paleobiogeografia das trilobites no Ordovícico 635
11.3. Paleobiogeografia das trilobites do Ordovícico Superior de Portugal: enquadramento e novos dados 644
12. Conclusões 661
Referências Bibliográficas 669
Estampas
Anexos

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1. Tabela cronostratigráfica do Ordovícico com unidades globais e regionais correlacionadas e respetivas fatias de andar; destaque da série Ordovícico Superior a cores **5**

Figura 2.2. Daniel Sharpe (1806-1856). Retrato de Maull & Polyblank **9**

Figura 2.3. Carlos Ribeiro (1813-1882). Arquivo histórico do LNEG **9**

Figura 2.4. Francisco António Pereira da Costa (1809-1888). Arquivo Histórico do LNEG **10**

Figura 2.5. Joaquim Filippe Nery da Encarnação Delgado (1835-1908). Arquivo Histórico do LNEG **10**

Figura 2.6. João Carrington Simões da Costa (1891-1982). Arquivo Histórico do LNEG **12**

Figura 2.7. Décio Thadeu (1919-1995). Figura retirada de Aires-Barros (1997) **13**

Figura 2.8. Divisão estrutural/geológica considerada para os afloramentos do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa **18**

Figura 2.9. Primeiro mapa geológico do Sinclinal de Buçaco, publicado por Ribeiro (1853, fig. 1) ... **19**

Figura 2.10. Mapa geológico do Sinclinal de Buçaco publicado por Delgado (1908) **20**

Figura 2.11. Perfil do corte clássico do Zuvinhal a Santo António do Cântaro, descrito por Delgado (1908) **21**

Figura 2.12. Carta Geológica do Sinclinal de Buçaco da autoria de Nery Delgado, publicada por Carrington da Costa (1950, est. I) **22**

Figura 2.13. Mapa geológico do setor de Dornes do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro de Cooper (1980, mapa 1) **34**

Figura 2.14. Mapa geológico do Anticlinal de Valongo publicado por Sharpe (1849, fig. 1) **44**

Figura 2.14. Mapa geológico do Anticlinal de Valongo publicado por Delgado (1908, est. 3) **46**

Figura 3.1. Esquema geológico dos afloramentos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica portuguesa com enquadramento dos setores de estudo, com referência às folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25000 (IGeoE, Lisboa) **68**

Figura 3.2. Mapa geológico de Portugal à escala 1:1000000 (LNEG, 2010), com destaque a preto dos afloramentos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica portuguesa **69**

Figura 3.3. Unidades estruturais e zonas tectonostratigráficas do Maciço Ibérico **70**

Figura 3.4. Unidades geoestruturais da Península Ibérica (modificado de Julivert *et al*., 1972; Farias *et al*., 1987; Quesada, 1991; Diez Balda *et al*.,1990; González Clavijo, 1997) **71**

Figura 3.5. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Buçaco e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental **73**

Figura 3.6. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Buçaco **74**

Figura 3.7. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Fajão-Moradal e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental **75**

Figura 3.8. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Fajão-Moradal **76**

Figura 3.9. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental **78**

Figura 3.10. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro **79**

Figura 3.11. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Vila Velha de Ródão e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental **80**

Figura 3.12. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Vila Velha de Ródão **81**

Figura 3.13. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Penha Garcia e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental **82**

Figura 3.14. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia **83**

Figura 3.15. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Moncorvo-Poiares e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. **84**

Figura 3.16. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Moncorvo .. **85**

Figura 5.1. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 219 (Mealhada), nº 230 (Coimbra) e nº 231 (Penacova) **120**

Figura 5.2. Mapas geológicos dos setores de Louredo-Cácemes (I) e de Palheiros (II) com localização dos logs A-E (Figura 5.3) **123**

Figura 5.3. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados na Fig. 5.2 (Logs A, B – mapa I; logs C-E – mapa II) **124**

Figura 5.4. Mapas geológicos dos setores de Sazes do Lorvão (III) e de Penacova (IV) com localização dos logs F-I (Figura 5.5) **125**

Figura 5.5. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados na Fig. 5.4 ..... **126**

Figura 5.6. Mapas geológicos dos setores de Hospital (V) e de Alveite Grande (VI), com localização das jazidas fossilíferas **127**

Figura 5.7. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 254 (Vidual) e nº 266 (Oleiros) **129**

Figura 5.8. Mapas geológicos do setor de Cabril (Pampilhosa da Serra). Dados cartográficos de Metodiev *et al.* (2009) e obtidos durante o presente trabalho **130**

Figura 5.9. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 312 (Amêndoa) e nº 322 (Mação) **138**

Figura 5.10. Mapas geológicos dos setores de Chão de Lopes Pequeno (VIII), de Sanguinheira (IX) e de Monte Cimeiro (X), com localização dos logs J-K (Figura 42) **141**

Figura 5.11. Mapas geológicos dos setores de Pereiro (XI) e de Carregueira (XI), com localização dos logs L-N (Fig. 5.12) **142**

Figura 5.12. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados nas Figs. 5.10 e 5.11 ..... **143**

Figura 5.13. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folha nº 314 (Vila Velha de Ródão) **145**

Figura 5.14. Mapa geológico do setor do Cabeço da Achada (XIII) e log estratigráfico esquemático (O) com localização da jazida fossilífera **146**

Figura 5.15. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 259 (Vale Feitoso) e nº 271 (Monfortinho) **149**

Figura 5.16. Mapa geológico do setor da Serra Gorda (XIV) e log estratigráfico esquemático (P) com localização das jazidas fossilíferas **150**

Figura 5.17. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Moncorvo-Poiares, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folha nº 131 (Carviçais) **152**

Figura 5.18. Mapa geológico do setor de Chão do Amieiral (XV) e log estratigráfico esquemático (Q) com localização da jazida fossilífera **153**

Figura 5.19. Ocorrências dos taxa de trilobites nas jazidas fossilíferas analisadas, por setor geológico e por formação litostratigráfica **155**

Figura 6.1. John William Salter (1820-1869). Arquivo do The Natural History Museum, Londres .. **158**

Figura 6.2. Joachim Barrande (1799-1883). Retrato por Jan Vilímek, arquivo da Academia de Ciências Checa **159**

Figura 6.3. Primeira estampa de Ribeiro (1853), figurando fósseis de trilobites do Ordovícico Médio da região de Buçaco, e fósseis de ostracodos e plantas **160**

Figura 6.4. Trilobites do Ordovícico Superior da Formação Porto de Santa Anna da região de Buçaco (estampas I e II de Thadeu, 1947) **166**

Figura 6.5. Publicações relativas às trilobites do Ordovícico Superior português por períodos da história do seu estudo **171**

Figura 7.1. Galeria da Secção Geológica (segundo uma fotografia de M. D. dos Santos), publicada em O Occidente (1881) **176**

Figura 7.2. Etiquetas várias das coleções estratigráfica e paleontológica do Museu Geológico de Lisboa **177**

Figura 7.3. Etiqueta original da coleção de Paleontologia do Museu Geológico, com a indicação "Exemplar desenhado pelo Sr. Couceiro" **180**

Figura 7.4. Arquivo das coleções paleontológica, estratigráfica e mineralógica do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa **181**

Figura 7.5. D. Pedro V (1837-1861). Retrato de Joaquim Pedro de Sousa, arquivo da Biblioteca Nacional de Portugal **182**

Figura 7.6. Etiquetas originais da coleção paleontológica do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa **182**

Figura 7.7. Espécime queimado durante o incêndio de março de 1978 (MNHN/U.L.-TP-0219, *Eodalmanitina destombesi*) **183**

Figura 7.8. Dados comparativos da coleção de trilobites portuguesas (nº de espécimes no eixo horizontal) do Museu de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa **185**

Figura 7.9. A-H, trilobites do Câmbrico da coleção do MUNHNAC **188**

Figura 7.10. Trilobites do Ordovícico Médio do Anticlinal de Valongo da coleção do MUNHNAC **189**

Figura 7.11. A-G, Trilobites do Devónico da coleção do MUNHNAC **190**

Figura 7.12. Primeiro espécime de trilobite português figurado num trabalho científico **191**

Figura 7.13. Fósseis de trilobites do Ordovícico Médio de Buçaco ilustrados por Salter *in* Ribeiro (1853) **192**

Figura 7.14. Trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do NHM (Londres) do Ordovícico Médio do Sinclinal de Buçaco **195**

Figura 7.15. Trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do NHM (Londres) do Ordovícico Médio do Sinclinal de Buçaco **196**

Figura 7.16. Vista geral do arquivo da coleção de trilobites do Naturmuseum Senckenberg e detalhe das gavetas com o material tipo da espécie *Onnia? malladai* (= *Onnia* n. sp. aff. *grenieri* de Hammann, 1976) **201**

Figura 7.17. Vista do arquivo da coleção de trilobites de Hawle & Corda e de Barrande do Národní muzeum v Praze **202**

Figura 7.18. Etiqueta original e gaveta contendo o material correspondente às estampas 43-44 de Barrande (1852) das coleções do Národní muzeum v Praze **202**

Figura 7.19. Coleção de Jiři Vaněk da Česká geologická služba **203**

Figura 8.1. a, procedimento adotado para branqueamento dos fósseis com cloreto de amónio. b, procedimento adotado para fotografia dos espécimes **206**

Figura 8.2. Medidas consideradas nas trilobites Illaenidae Hawle & Corda, 1847 ..... **213**

Figura 8.3. Representação esquemática de cranídios de *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947; a-c) e de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976; d-f) **228**

Figura 8.4. Molde interno de hipostoma de *Cekovia piresi* n. sp., com linhas esquemáticas de contorno **233**

Figura 8.5. Reconstrução esquemática (com base em espécimes reais) de cranídios e pigídios de algumas espécies de *Cekovia* Šnajdr, 1955 ..... **238**

Figura 8.6. Representação esquemática para comparação morfológica de *Stenopareia, Zetillaenus* Šnajdr, 1957 e *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997, baseados em *Stenopareia linnarssoni* (Holm, 1882) **244**

Figura 8.7. Distribuição estratigráfica e geográfica do género *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997, com representação esquemática das espécies definidas para o género **266**

Figura 8.8. Molde externo de estruturas ventrais cefálicas de *Delgadoa loredensis*, evidenciando a ampla dobra cefálica, placa rostral e hipostoma *in situ* **278**

Figura 8.9. Medidas consideradas nas trilobites Odontopleuridae Burmeister, 1843 ..... **317**

Figura 8.10. Medidas consideradas nas trilobites Phacopina Richter, Richter & Struve, 1949 ..... **337**

Figura 8.11. *Kloucekia* sp. B da Formação Ribeira da Laje do Berouniano superior de Mação **404**

Figura 8.12. Medidas consideradas nas trilobites Eccoptochilinae Lane, 1971 ..... **424**

Figura 8.13. Medidas consideradas em *Iberocoryphe* Hammann, 1977 ..... **473**

Figura 8.14. Reconstrução paleogeográfica em projeção Mollweide para o limite Sandbiano/Katiano (453 Ma), mostrando as ocorrências de *Radnoria* no Katiano (adaptado de Pereira *et al.* (2015b, Fig. 4). **493**

Figura 8.15. Medidas consideradas no hipostoma de *Nobiliasaphus* Přibyl & Vanék, 1965 ..... **500**

Figura 8.16. Principais medidas consideradas para Panderiidae Bruton, 1968 ..... **505**

Figura 9.1. Fósseis da Formação Cabeço do Peão, Berouniano (Ordovícico Superior) de Sardoal, Portugal **558**

Figura 9.2. Fósseis da Formação Cabeço do Peão, Berouniano (Ordovícico Superior) de Sardoal, Portugal **559**

Figura 9.3. Amostras dos níveis lumachélicos da Formação Ribeira da Laje do Sinclinal de Amêndoa-Mação, provenientes do setor de Aldeia de Eiras, com acumulações de braquiópodes draboviideo (a, amostra não catalogada da coleção da Litoteca do LNEG). Escala = 5 mm **562**

Figura 9.4. Amostras dos níveis lumachélicos da Formação Ribeira da Laje do Sinclinal de Fajão-Moradal, provenientes da localidade de Cabril **563**

Figura 9.5. Fósseis representativos da Fauna de *Foliomena* do topo da Formação Porto de Santa Anna, Ordovícico Superior, Penacova, Portugal **566**

Figura 9.6. Clusters modo-Q (taxa como variáveis) das associações da Fauna de *Foliomena* usando o algoritmo do método de Ward **567**

Figura 9.7. Clusters modo-R (associações como variáveis) usando o algoritmo do método de Ward **567**

Figura 9.8. Gráfico da análise de componentes de 38 ocorrências globais da Fauna de *Foliomena* .. **570**

Figura 9.9. Variação relativa aproximada (não absoluta) da abundância de espécimes de géneros de trilobites na secção do Membro Queixopêrra na localidade CRG-FCP-1 ..... **572**

Figura 9.10. Distribuição das biofácies de trilobites diferenciadas numa plataforma siliciclástica hipotética **574**

Figura 9.11. Distribuição das biofácies de trilobites diferenciadas numa plataforma carbonatada hipotética **576**

Figura 9.12. Preservação abrigada em trilobites: número de ocorrências por hospedeiro (a), por período geológico (b) e por país (c) **579**

Figura 9.13. Ilustração esquemática do exemplar CMP0140 (ver Fig. 9.15) **581**

Figura 9.14. Ilustração esquemática do exemplar CMP0212 (ver Fig. 9.16) **581**

Figura 9.15. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **582**

Figura 9.16. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **583**

Figura 9.17. Ilustração esquemática do exemplar CMP0142 (ver Fig. 9.19) **584**

Figura 9.18. Ilustração esquemática do exemplar CMP0142 (ver Fig. 9.19) **584**

Figura 9.19. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **585**

Figura 9.20. Ilustração esquemática do exemplar CMP0141 (ver Fig. 9.22) **586**

Figura 9.21. Ilustração esquemática do exemplar CMG0093 (ver Fig. 9.23) **586**

Figura 9.22. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **587**

Figura 9.23. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **588**

Figura 9.24. Ilustração esquemática do exemplar CMP02113 (ver Fig. 9.25) **588**

Figura 9.25. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) **589**

Figura 9.26. Modo de muda "body upright", que conduziria à configuração salteriana **589**

Figura 9.27. Exemplos de supostas posições de muda observadas em dalmanitídeos do Ordovícico Superior de Portugal **594**

Figura 9.28. Exemplos de supostas posições de muda observadas em dalmanitídeos do Ordovícico Superior de Portugal **595**

Figura 9.29. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Acastacea s.l. do Ordovícico de Portugal **596**

Figura 9.30. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Cheiruridae do Ordovícico Superior de Portugal **597**

Figura 9.31. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Calymenina do Ordovícico Superior de Portugal **598**

Figura 9.32. Exemplos de supostas posições de muda observadas em trinuclídeos do Ordovícico Superior de Portugal **599**

Figura 9.33. Exemplos de supostas posições de muda observadas em *Armoricania beaumonti* do Ordovícico Superior de Portugal **600**

Figura 9.34. Exemplos de supostas posições de muda observadas em odontopleurídeos do Ordovícico Superior de Portugal **601**

Figura 10.1. Correlação das principais unidades biostratigráficas do Ordovícico Médio e Superior da Ibero-armorica, em relação à Cronostratigrafia Global (Séries e Andares) e aos andares e sub-andares da escala regional mediterrânea **604**

Figura 10.2. Distribuição estratigráfica das trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica na sequência composta pelos diferentes setores estudados (Capítulo 5)..... **609**

Figura 10.3. Esquema de correlação das sequências e associações de trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa..... **610**

Figura 10.4. Distribuição estratigráfica de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco **611**

Figura 10.5. Distribuição estratigráfica de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Mação..... **612**

Figura 10.6. Atualização do esquema biozonal de trilobites proposto por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) para o Ordovícico Superior iberoarmoricano proposta neste trabalho..... **621**

Figura 11.1. Reconstituição paleogeográfica para o Ordovícico Inferior (Arenigiano), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul **623**

Figura 11.2. Reconstituição paleogeográfica do Ordovícico Médio (Dobrotiviano), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul **624**

Figura 11.3. Reconstrução geográfica do Ordovícico Superior (Hirnantiano terminal), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul **624**

Figura 11.4. Esquema da evolução ordovícica dos principais terrenos atualmente integrados na Europa. Em baixo, a longevidade dos oceanos diferenciados no Ordovícico, cujas suturas estão incluídas na Europa atual **625**

Figura 11.5. Esquema geral tectonostratigráfico do orógeno varisco e reconstrução palinspática dos orógenos ibéricos..... **627**

Figura 11.6. Mapa esquemático do orógeno varisco mostrando as diferentes geometrias sugeridas para o Arco iberoarmoricano e a banda centro-ibérica, todas com o Complexo de Morais no seu núcleo . **627**

Figura 11.7. Esquema geral simplificado da evolução tectónica da plataforma sul-gondwânica durante o Ordovícico..... **628**

Figura 11.8. Reconstituição paleogeográfica da margem sul-gondwânica no Ordovícico terminal, sugerindo uma localização da Península Ibérica adjacente ao território da actual Argélia e Líbia **629**

Figura 11.9. Expressão actual das subregiões paleogeográficas ordovícicas médias da Iberoarmórica **630**

Figura 11.10. Paleogeografia da Península Ibérica durante o Ordovícico Médio **631**

Figura 11.11. Interpretação paleogeográfica do Ordovícico do norte de Portugal de Meireles (2011) **634**

Figura 11.12. Domínios biogeográficos das trilobites do Ordovícico Inferior..... **637**

Figura 11.13. Distribuição estratigráfica das espécies mais antigas de *Lichas* **645**

Figura 11.14. Limites da Província de alta-latitude de trilobites num mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (ca. Berouniano médio a superior) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls **651**

Figura 11.15. Limites da Província de alta-latitude de trilobites num mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (ca. Berouniano médio a superior) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Schmidt para melhor visualização da continuidade geográfica da área incluída neste biochorema **651**

Figura 11.16. Distribuição de géneros selecionados do Berouniano da Província de alta-latitude de trilobites. Mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (453 Ma) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls **652**

Figura 11.17. Distribuição de géneros selecionados do Katiano superior (ca. Kralodvoriano) da Província de alta-latitude de trilobites. Mapa paleogeográfico para o Katiano superior (448 Ma) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls **654**

Figura 11.18. "Come here, go there: what really happened during the Boda Event" **658**

Figura 11.19. Associação macrofossilífera da Formação Ribeira do Braçal (Hirnantiano) do Sinclinal de Buçaco (Portugal) **660**

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 2.1. Correlação entre a escala cronoestratigráfica global e regional mediterrânica da Série Ordovícico Superior e a nomenclatura cronostratigráfica utilizada nos principais trabalhos que enfocaram as sequências desta idade em Portugal **17**

Tabela 2.2. Correlação entre as diferentes unidades individualizadas formal e informalmente nos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal do Buçaco **28**

Tabela 2.3. Correlação entre as diferentes unidades individualizadas formal e informalmente nos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal **31**

Tabela 2.4. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente dos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro **36**

Tabela 2.5. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Penha Garcia **40**

Tabela 2.6. Correlação das diferentes unidades individualizadas informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Portalegre **43**

Tabela 2.7. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Anticlinal de Valongo **51**

Tabela 2.8. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Arouca-Castro Daire **53**

Tabela 2.9. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior da "Faixa" de Covelas-Viana do Castelo **56**

Tabela 2.10. Correlação das diferentes unidades individualizadas atribuídos formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Estrutura Marão-Alvão **57**

Tabela 2.11. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior de Trás-os-Montes **61**

Tabela 2.12. Correlação litostratigráfica do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa para os 12 setores geológico-geográficos descritos no Capítulo 2 ..... **65**

Tabela 5.1. Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco **107**

Tabela 5.2. Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão **128**

Tabela 5.3. Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro **132**

Tabela 5.4. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão **144**

Tabela 5.5. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão **147**

Tabela 5.6. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Penha Garcia **151**

Tabela 6.1. Sinonímia entre os termos taxonómicos adotados por diferentes autores **173**

Tabela 7.1. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior identificados no Museu Geológico de Lisboa e respetivo número de espécimes existente **179**

Tabela 7.2. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior coletadas no âmbito do presente trabalho e incorporadas nas coleções do Museu Geológico de Lisboa, com respetivo número de espécimes existente **179**

Tabela 7.3. Taxa de trilobites portuguesas do Museu de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa e respetivo número de espécimes existente **184**

Tabela 7.4. Taxa de trilobites portuguesas da Coleção Carlos Ribeiro do National History Museum de Londres por região geográfica e respetivo número de espécimes existente **193**

Tabela 7.5. Correspondência entre as identificações de Salter *in* Ribeiro (1853) e outras antigas e as efetuadas neste trabalho, à luz do conhecimento sistemático atual **194**

Tabela 7.6. Lista de localidades das jazidas fossilíferas das trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do National History Museum de Londres **194**

Tabela 7.7. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção MGUTAD e respetivo número de espécimes existente **197**

Tabela 7.8. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção CMP e respetivo número de espécimes existente **198**

Tabela 7.9. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção CMG e respetivo número de espécimes estudados **199**

Tabela 8.1. Correspondência entre os termos ingleses e as traduções em português utilizadas nas descrições morfológicas **211**

Tabela 8.2. Razões das medidas consideradas nas trilobites Illaenidae Hawle & Corda, 1847 ..... **213**

Tabela 8.3. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Cekovia loredensis* da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco **221**

Tabela 8.4. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Cekovia piresi* n. sp da Formação Cabeço do Peão, Mação **229**

Tabela 8.5. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976) **246**

Tabela 8.6. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Vysocania marocana* n. sp da Formação Ktaoua Superior, Marrocos **260**

Tabela 8.7. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Ulugtella? guedesi* n. sp do Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Mação, Portugal **269**

Tabela 8.8. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Delgadoa loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco **282**

Tabela 8.9. Razões das medidas consideradas nas trilobites Odontopleuridae Burmeister, 1843 ..... **317**

Tabela 8.10. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Primaspis romanoi* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação **321**

Tabela 8.11. Razões das medidas consideradas nas trilobites Phacopina Richter, Richter & Struve, 1949 ..... **337**

Tabela 8.12. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eodalmanitina berouniana* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação **344**

Tabela 8.13. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação **356**

Tabela 8.14. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Dalmanitina manfroi* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação **361**

Tabela 8.15. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Crozonaspis* aff. *dujardini* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão, Mação **373**

Tabela 8.16. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eudolatites queixoperra* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação **379**

Tabela 8.17 – Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Phacopidina? armoricana* (Pillet, 1990) da Formação Cabeço do Peão, Mação **388**

Tabela 8.18. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco **394**

Tabela 8.19. Razões das medidas consideradas nas trilobites Eccoptochilinae Lane, 1971 ..... **424**

Tabela 8.20. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) da Formação Cabeço do Peão, Mação **430**

Tabela 8.21. Razões das medidas consideradas em *Iberocoryphe* Hammann, 1977 ..... **473**

Tabela 8.22. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* (Morière, 1885) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação **476**

Tabela 8.23. Razões das medidas consideradas no hipostoma de *Nobiliasaphus* Přibyl & Vanék, 1965 ..... **500**

Tabela 8.24. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Nobiliasaphus katianus* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco **501**

Tabela 8.25. Razões das medidas consideradas para Panderiidae Bruton, 1968 ..... **505**

Tabela 8.26. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação **514**

Tabela 8.27. Medidas, em centímetros, dos espécimes de *Armoricania* sp. indet. da Formação Louredo, Palheiros, Penacova **520**

Tabela 8.28. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900). Para legenda das figuras, consultar Hughes *et al.* (1975)..... **531**

Tabela 11.1. Trilobites do Berouniano da Zona Centro-Ibérica portuguesa e a sua ocorrência noutras regiões da Província de alta-latitude **648**

Tabela 11.2. Géneros de trilobites do Berouniano da Província de alta-latitude e a sua ocorrência nas diferentes regiões atuais que nela se enquadram **649**

Tabela 11.3. Trilobites do Kralodvoriano da Zona Centro-Ibérica portuguesa e a sua ocorrência noutras regiões da Província de alta-latitude **653**

Tabela 11.4. Géneros de trilobites do Kralodvoriano de Portugal e distribuição na Província de alta latitude (inclui também os géneros berounianos ausentes até ao momento no Kralodvoriano de Portugal, a azul, mas presentes nesta idade noutras regiões da Província de alta latitude) **656**

Tabela 11.5. Distribuição estratigráfica e paleogeográfica de géneros de trilobites do Ordovícico Superior de Portuga **656**

1. INTRODUÇÃO

A abundância de fósseis de trilobites nos terrenos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica (ZCI) portuguesa é conhecida há mais de 150 anos, desde os estudos pioneiros de Nery Delgado. Embora alvo de revisões pontuais, esta imensa colecção, dispersa por vários museus portugueses e estrangeiros, carece de estudo aprofundado e revisão. Este trabalho é dedicado ao estudo paleontológico das associações de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa.

Os terrenos do Ordovícico afloram extensamente na Zona Centro-Ibérica (ZCI) portuguesa. É reconhecida internacionalmente a prolífica abundância de macrofósseis de invertebrados que encerram, com particular destaque para os das trilobites (e.g. Delgado, 1908; Mitchell, 1974; Hammann, 1976; Romano, 1991; Oliveira *et al.*, 1992; Romão *et al*., 1995; Sá, 2005; Sá *et al.*, 2011). Em Portugal, o estudo das rochas deste Sistema e deste grupo fóssil estão indelevelmente ligados aos estudos pioneiros de Carlos Ribeiro e Nery Delgado, no âmbito de alguns dos primeiros trabalhos de campo de geologia realizados a nível nacional (Ribeiro, 1853; Delgado, 1908). A colecção paleontológica reunida por este último autor encontra-se maioritariamente depositada no Museu Geológico do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG, Lisboa), mas com exemplares dispersos pelas colecções do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa, do Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra e do Museu de Geologia da Universidade do Porto, constituindo um acervo ímpar a nível internacional. Este é actualmente formado por fósseis de trilobites atribuídas a 158 espécies distintas, sendo 36 delas novas para a ciência (Delgado, 1908; Sá & Gutiérrez-Marco, 2006 com referências prévias). Contudo, a inexistência de descrição e/ou figuração dos exemplares, torna estas novas espécies inválidas segundo as normas do Código Internacional de Nomenclatura Zoológica. Em face desta realidade, alguns autores, incluindo paleontólogos ingleses, franceses e espanhóis, efectuaram revisões pontuais desta imensa colecção daí resultando que vários dos exemplares estudados tenham sido declarados exemplares-tipo de novos taxa (Thadeu, 1947, 1949; Henry *et al*., 1974; Romano, 1991).

Nas últimas duas décadas o Sistema Ordovícico foi aquele que sofreu estudos mais profundos e experimentou maiores transformações no seu conhecimento. Prova disso é a Tabela Cronostratigráfica publicada pela ICS-IUGS em 2008, onde se observa que a actual divisão deste Sistema rompe totalmente com o esquema clássico, de origem britânica, seguido universalmente durante mais de um século. Paralelamente, no domínio gondwânico de alta latitude, onde se incluem os materiais da ZCI, realizaram-se inúmeros trabalhos de biostratigrafia, paleontologia, paleogeografia, paleoclimatologia e paleoecologia, muitos deles com base em trilobites, que conduziram à criação e implementação de uma escala cronoestratigráfica regional, (Young, 1988; Robardet, 1990; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990; Oliveira *et al*., 1992; San José *et al.*, 1992; Romão *et al*., 1995; Sá, 2005; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016).

Em Portugal, os estudos efectuados durante o último quartel do século XX, aprofundaram sobremaneira o conhecimento das sequências estratigráficas ordovícicas dos sinclinais de Buçaco e Amêndoa-Mação, do Anticlinal de Valongo e da região de Trás-os-Montes (Mitchell, 1974; Cooper, 1980; Hammann, 1976; Young, 1985, 1988; Romão *et al*.,

1995; Sá, 2005). Contudo, no que respeita à paleontologia de trilobites, ao contrário da realidade de outros países do domínio peri-gondwânico de alta latitude, como a República Checa, Alemanha, Itália, França ou Espanha, os estudos que abrangem a totalidade das associações de trilobites das formações ordovícicas portuguesas resumem-se ao Ordovícico Médio das regiões de Trás-os-Montes e de Valongo-Arouca (Sá, 2005; Sá & Gutiérrez-Marco, 2006). O aprofundamento e o alargamento deste conhecimento são necessidades prementes reconhecidas internacionalmente, conforme ficou bem patente no decurso da *4th International Trilobite Conference*, que decorreu em Espanha (com saídas de campo em Portugal) em 2008.

1.1. Objetivos

O presente trabalho tem como objectivo geral o estudo paleontológico das associações de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa. Para aprofundar o conhecimento destas associações, como base para uma revisão biostratigráfica destas sequências e estabelecimento de correlações com outras regiões, é fundamental determinar com exactidão a paleobiodiversidade das associações de trilobites, revendo as colecções clássicas e buscando novas ocorrências. Para tal, é, a montante, necessário rever em detalhe as sequências estratigráficas do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, reconhecendo tanto as ocorrências previamente identificadas como as novas ainda não documentadas.

Os objectivos específicos deste trabalho são:

1) Efetuar a revisão da estratigrafia do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa;

2) Determinar a paleobiodiversidade das associações de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, o que inclui: *i*) efectuar a revisão exaustiva dos exemplares existentes em colecções nacionais e estrangeiras e realizar campanhas de campo para busca de novos afloramentos e exemplares complementares dos materiais clássicos; *ii*) criar uma infraestrutura paleontológica destinada a dar apoio às tarefas concretas deste trabalho e adequada a servir de base a estudos futuros;

3) Efetuar o estudo taxonómico detalhado das trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, descrevendo os taxa identificados e enquadrando-os nos estudos sistemáticos modernos do grupo e contribuindo com novos dados para a sistemática, evolução e filogenia das trilobites;

4) Enquadrar biostratigraficamente as unidades ordovícicas da ZCI portuguesa e estabelecer correlações com outras regiões do domínio peri-gondwânico de alta latitude com base nas associações de trilobites;

5) Investigar a paleoecologia das faunas de trilobites e determinar os paleoambientes associados;

6) Determinar as afinidades paleobiogeográficas das associações de trilobites e enquadrá-las nos esquemas zonais paleogeográficos existentes ou, se necessário, desenvolver novos esquemas;

7) Elaborar um atlas paleontológico das trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa;

8) Divulgar dos resultados através da participação em encontros científicos e da publicação dos dados obtidos em revistas especializadas.

1.2. Enquadramento metodológico

O estudo iniciou-se pela inventariação das coleções clássicas de trilobites do Ordovícico Superior (Anexos I, II, III e IV; Capítulo 7) e detalhada revisão bibliográfica dos antecedentes (Capítulo 6). No decurso do trabalho verificou-se ser necessária uma revisão completa das sequências do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa (Capítulo 2). Este reconhecimento abarcou uma análise bibliográfica dos antecedentes, inventariação das coleções estratigráficas do Museu Geológico do LNEG (Anexo I) e trabalho de campo que permitiu, não só enquadrar as ocorrências previamente conhecidas de fósseis de trilobites como reconhecer sucessões de idade ordovícica superior e localizar novas ocorrências de fósseis deste grupo nas sequências desta idade. Foram efetuadas campanhas de campo entre julho de 2011 e abril de 2016 nos sinclinais de Buçaco, Fajão, Amêndoa-Carvoeiro, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia, Portalegre, Carvoeiro-Arrancada, Moncorvo-Poiares e Anticlinal de Valongo. Estas campanhas incluíram o estudo de variadas secções e uma quantidade limitada de cartografia geológica (Capítulo 5), reconhecimento das jazidas fossilíferas das coleções clássicas de fósseis de trilobites Capítulo 5) e a recolha de várias centenas de espécimes para estudo sistemático (Capitulo 7). Por motivos de comparação de sequências estratigráficas e obtenção de espécimes de outras regiões para estudo comparativo, foram ainda efetuadas campanhas de campo em Saragoça (Espanha), Sardenha (Itália) e Zagora (Marrocos).

Para o estudo das trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa foram inventariadas as coleções de trilobites do Ordovícico do Museu Geológico do LNEG (Anexo II), de trilobites portuguesas do Museu de História Natural e da Ciência de Lisboa (MNHNC; Anexo III) e das trilobites portuguesas enviadas por Carlos Ribeiro para Daniel Sharpe em 1851 do Natural History Museum de Londres (NHM; Anexo IV). Numa fase final do trabalho foi efetuada uma visita expedita à Litoteca do LNEG. Após estes inventários, foram selecionados os espécimes do Ordovícico Superior para estudo detalhado. A opção de inventariar a totalidade da coleção paleontológica de trilobites do Ordovícico do Museu Geológico esteve relacionada com a organização não-estratigráfica destes materiais, de modo a localizar todos os espécimes do Ordovícico Superior que pudessem estar entre o abundante material do Ordovícico Médio. Por outro lado, a opção de inventariar a totalidade de trilobites portuguesas do MNHNC foi tomada de forma a rentabilizar a necessidade de rever todo o material deste museu para localizar os espécimes do Ordovícico Superior, dada a circunstância destes materiais não terem sido organizados na sequência do incêndio que

afetou a Secção de Geologia e Mineralogia do MNHNC em 1978. Por fim, a inventariação da totalidade de trilobites portuguesas da Coleção Carlos Ribeiro do NHM teve um propósito sobretudo histórico. Nas coleções do Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra, Museu de Geociências do Instituto Superior Técnico e do Museu de Geologia da Universidade do Porto não foram localizados fósseis de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa.

Foram também incluídos os espécimes de trilobites do Ordovícico Superior de Moncorvo do Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes e as coleções particulares de cinco colecionadores de fósseis de trilobites (Capítulo 7) e, como mencionado anteriormente, centenas de espécimes recolhidos durante as campanhas de campo.

Para o estudo sistemático, numa primeira fase efetuou-se uma profunda revisão bibliográfica e foi adquirida pessoalmente abundante bibliografia que constituiu uma biblioteca de autor que desse o apoio necessário para esta tarefa. A aquisição destas bibliografias foi efetuada através de consulta de diversos acervos bibliográficos (Biblioteca Nacional, Biblioteca do Departamento de Geologica da Faculdade de Ciências de Lisboa, Biblioteca do LNEG, Biblioteca da Facultad de Ciencias Geologicas de Madrid, Biblioteca do Národní Muzeum de Praga, Biblioteca do Naturmuseum Senckenberg de Frankfurt, Biblioteca do NHM de Londres), através de acesso *online*, através de compra pessoal de publicações em motores de busca de livrarias mundiais e através de pedidos pessoais. Numa segunda fase, foram visitadas diversas coleções de trilobites de outros países, pertencentes ao mesmo domínio paleogeográfico de Portugal durante o Ordovícico, selecionadas através da bibliografia e do conhecimento da distribuição das associações de trilobites ordovícicas. Neste contexto, foram visitadas as coleções do Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza (Saragoça, Espanha), NHM (Londres, Inglaterra), Naturmuseum Senckenberg (Frankfurt, Alemanha), Národní muzeum v Praze (Praga, República Checa) e Česká geologická služba (CGS, Praga, República Checa). Foram ainda observados espécimes selecionados do Musée de Géologie de l'Université de Rennes (Rennes, França), do Museu Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech (Rokycany, República Checa) e do Instituto Geologico y Minero de España (IGME, Madrid, Espanha).

Para a preparação, estudo e figuração dos espécimes, foram adquiridos materiais especializados para constituir um laboratório de tratamento e fotografia que permitisse executar esta tarefa (Capítulo 7). Parte da preparação dos materiais recolhidos foi efetuada nos laboratórios do Departamento de Geologia da UTAD.

2. ESTRATIGRAFIA DO ORDOVÍCICO SUPERIOR DA ZONA CENTRO-IBÉRICA PORTUGUESA

2.1. Os limites do Ordovícico Superior na Zona-Centro Ibérica portuguesa

Quando nos referimos ao Ordovícico Superior português a primeira dificuldade consiste em estabelecer os seus limites, principalmente o inferior que tem sido localizado em posições muito distintas por diferentes autores e raramente de forma adequada. Atualmente considera-se que o limite inferior da última Série ordovícica data de há 458,4 Ma, datando o limite superior de 443,8 Ma (ICS, 2016), sendo a sua base coincidente com o início do Andar global Sandbiano e com a fatia de andar (*stage slice*) Sa1 (Webby *et al*., 2004; Bergström *et al*., 2009; Fig. 2.1). Este limite, cujo estratótipo foi estabelecido na Suécia, é caracterizado pelo *datum* do primeiro aparecimento (FAD) do graptólito *Nemagraptus gracilis* (Bergström *et al.*, 2009).

Nas sequências das regiões que durante o Paleozóico pertenciam ao domínio peri-gondwânico de alta latitude, a escassez de fósseis de graptólitos, incluindo os da espécie índice, e a quase ausência de conodontes, aliadas ao caráter fortemente localizado do biochorema correspondente a este domínio paleogeográfico, dificultam a correlação com a escala cronostratigráfica global, motivo pelo qual é mais adequada a utilização da escala cronostratigráfica regional oficial da International Comission on Stratigraphy (ICS, Bergström *et al*., 2009; ver Sá *et al*., 2010). Esta escala está baseada na original de Havlíček & Marek (1973) e Havlíček (1982) para a República Checa e é a que confere uma maior precisão às correlações efetuadas no nosso domínio paleogeográfico (*vide* Gutiérrez-Marco *et al*., 2016 e referências). O esquema regional biostratigráfico estabelecido para o Ordovícico do domínio

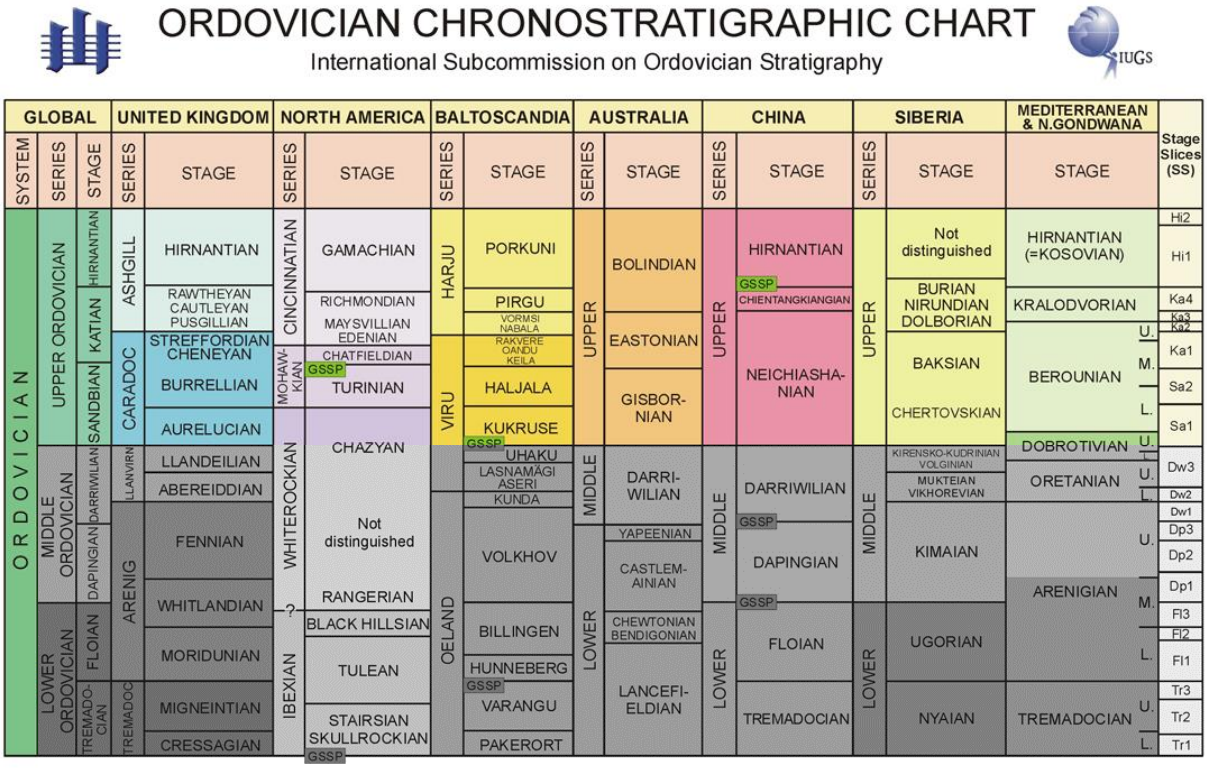


Figura 2.1. Tabela cronostratigráfica do Ordovícico com unidades globais e regionais correlacionadas e respetivas fatias de andar; destaque da série Ordovícico Superior a cores. Imagem adaptada de Bergström *et al.* (2009) e ICS (2016).

peri-gondwânico de alta latitude baseia-se essencialmente na combinação entre o registo da macrofauna endémica com os raros graptólitos e microfósseis orgânicos (Havlíček & Marek, 1973; Gutiérrez-Marco *et al*., 1995, 2002). Nestas condições, o limite Ordovícico Médio/Superior apenas pode ser localizado aproximadamente no último terço do andar Dobrotiviano da escala regional mediterrânica (*sensu* Bergström *et al.*, 2009). No Maciço Armoricano francês, este limite tem sido aproximado à base da sub-biozona de trilobites *Marrolithus bureaui* (Henry, 1980a; Rábano, 1989b), um trinuclídeo que ainda não foi indubitavelmente identificado nas sequências portuguesas ou espanholas da Zona Centro-Ibérica.

Tomando como exemplo o Sinclinal de Buçaco, estrutura onde a sequência do Ordovícico Superior aparenta estar mais completa e cujas associações de macro e microfósseis dos níveis em estudo é mais bem conhecida, considerar-se-á como fronteira inferior do Ordovícico Superior o limite entre as formações Cabril e Carregueira (como definidas por Young, 1985, 1988). Este limite, representado por uma paraconformidade, separa uma unidade inferior cuja associação fossilífera indica posicionamento correspondente à base do Dobrotiviano superior (escala regional), corroborado pela presença do braquiópode *Apollonorthis bussacensis* (Mitchell, 1974; Gutiérrez-Marco *et al*., 2002), de uma unidade superior com uma associação fossilífera claramente berouniana. A lacuna estratigráfica existente entre estas duas formações, dentro do que o conhecimento atual do Ordovícico da região e o detalhe da escala cronostratigráfica regional permitem inferir, deverá abranger o topo do Dobrotiviano e, por conseguinte, a biozona de quitinozoários *Lagenochitina ponceti* (não detetada no trabalho de Paris, 1981) e a sub-biozona de trilobites *Marrolithus bureaui*. Ainda que o limite Ordovícico Médio-Superior se situe algures no troço superior da Formação Cabril, na ausência de dados que permitam reconhecê-lo com rigor, considera-se mais coerente posicionar este limite na fronteira entre estas duas formações.

Relativamente ao limite superior do Ordovícico, anteriormente a maioria dos trabalhos estratigráficos considerava a existência de uma descontinuidade estratigráfica relacionada com a grande glaciação fini-ordovícica, por vezes assinalada por níveis ferruginosos com fósseis característicos da designada Fauna de *Hirnantia* (e.g. Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990), que permitia a marcação desta fronteira. Porém, atualmente existe um consenso alargado de que há continuidade sedimentar entre os níveis diamictiticos do final do Ordovícico Superior e os argilitos do Rhuddaniano (base do Silúrico) nas sequências do domínio peri-Gondwânico de alta latitude (e.g. Robardet & Gutiérrez-Marco, 2002; Piçarra *et al*., 2002), pelo que a definição rigorosa do limite requereria uma análise biostratigráfica centimétrica cujos níveis em questão não permitem efetuar (quase ausência de conteúdo fossilífero), a par da presença de taxa cujo valor biostratigráfico permitisse tal rigor. Contudo, alguns estudos continuam a defender a existência de interrupção sedimentar na transição Ordovícico-Silúrico (e.g. Couto *et al.*, 2013).

Em Portugal o limite Ordovícico-Silúrico tem sido considerado como coincidente, grosso modo, com o limite superior das formações Casal Carvalhal, Sobrido e Membro Ribeira de Guadramil da Formação Guadramil, litocorrelacionáveis entre si e atribuídas ao Hirnantiano. Estas unidades incluem depósitos glaciogénicos relacionados com a grande glaciação fini-ordovícica. A sobrejacente Formação Vale da Ursa, na região centro de Portugal, é comummente atribuída já ao Silúrico. Contudo, os seus níveis pelíticos basais

poderão corresponder ainda ao Andar Hirnantiano, como sugerem os dados de Sá (2005) e Sá *et al*. (2005), que correlacionam o Membro Sal Moído da Formação Guadramil com a Formação Vale da Ursa, atribuindo-o maioritariamente ao topo do Hirnantiano (e não ao Silúrico, ao qual a Formação Vale da Ursa é normalmente atribuída). Até à obtenção de mais dados sobre os níveis pelíticos do Silúrico basal de Portugal central e nordeste, na ausência de marcadores que permitam localizar a passagem Hirnantiano/Rhuddaniano com detalhe, o topo da Formação Casal Carvalhal e unidades correlacionáveis (facto a ter em conta na análise da Tab. 2.1) será aqui considerado, em termos práticos, o limite superior do Ordovícico Superior na Zona Centro-Ibérica portuguesa.

2.2. História da investigação estratigráfica: revisão dos antecedentes e Estado da Arte

2.2.1. Introdução

A identificação indubitável de rochas ordovícicas em Portugal, embora ainda sob a designação de Silúrico Inferior, ocorre há mais de 150 anos, numa das primeiras publicações sobre a geologia nacional, pela mão do inglês Daniel Sharpe (Sharpe, 1849; Fig. 2.2). No entanto, os níveis ordovícicos então estudados correspondem somente às duas primeiras séries ordovícicas, cabendo ao português Carlos Ribeiro, em 1850, a publicação da primeira referência incontestável a terrenos hoje datados como Ordovícico Superior, na região do Buçaco (Ribeiro, 1850).

O Ordovícico Superior português aflora essencialmente em sinformas e antiformas da ZCI, domínio geológico onde as sequências ordovícicas estão mais completas. A monotonia e constância que caracterizaram a sedimentação durante o Ordovícico Inferior e Médio na ZCI foram interrompidas na sua última época, resultado de fenómenos tectónicos e variações eustáticas globais (e.g. Brenchley *et al*., 1991; Hammann, 1992), com destaque para os relacionados com a grande glaciação fini-ordovícica. Episódios de erosão ou ausência de deposição reduziram significativamente a representação do Ordovícico Superior face às duas séries ordovícicas subjacentes, tendo alguns dos seus depósitos permanecido ignotos durante mais de um século de estudos geológicos no país. Atualmente o Ordovícico Superior é reconhecido em 12 regiões distintas da ZCI portuguesa (embora seja difícil eleger um critério geológico/geográfico para as definir): Sinclinal de Buçaco, Sinclinal de Fajão-Moradal, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, Sinclinal de Vila Velha de Rodão, Sinclinal de Penha Garcia, Sinclinal de Portalegre, Anticlinal de Valongo, Sinclinal de Arouca-Castro Daire, Sinclinal de Marofa, Faixa Covelas-Viana do Castelo, Estrutura Marão-Alvão e região de Trás-os-Montes. De entre estes 12 setores geológicos da ZCI portuguesa onde atualmente se reconhecem níveis do Ordovícico Superior, apenas dois eram conhecidos até ao início da década de 1930 e até meados da década de 1990 os níveis atribuídos ao Ordovícico Superior ainda não tinham sido indubitavelmente ou de todo identificados em cinco dos 12 setores aqui descritos. Os últimos 15 anos assistiram a um aumento significativo dos estudos dos depósitos do Ordovícico Superior português, sobretudo na região norte de Portugal onde, durante muitas décadas, se considerou que a sua representação era inexistente ou muito incompleta. A título de exemplo, estima-se que da totalidade de estudos paleontológicos do Ordovícico da ZCI, cerca de 80% enfocam as duas primeiras séries.

Neste capítulo é efetuada uma resenha histórica e crítica dos antecedentes estratigráficos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa, desde os primeiros trabalhos de Daniel Sharpe e Carlos Ribeiro, de meados do século XIX, até à atualidade, a par de uma análise detalhada dos estudos estratigráficas de cada região, com correlação entre as unidades lito, crono e/ou biostratigráficas utilizadas pelos diferentes autores, com atualização do conhecimento das sequências desta série. Novos dados relativos às sequências sedimentares analisadas são apresentados, introduzindo alguns trabalhos em curso.

A resenha histórica e revisão da estratigrafia do Ordovícico Superior da ZCI agora apresentadas permitem não só reconhecer qual o conhecimento atual relativo a estes materiais como também constatar que, à exceção de cinco dos 12 setores considerados, os trabalhos base de formalização litostratigráfica e caracterização das sequências desta série estão ainda por fazer, havendo sequências cujo conhecimento atual não é muito mais detalhado do que o existente há mais de cem anos (e.g. Sinclinal de Portalegre). Só assim será possível acompanhar o conhecimento crescente das sequências desta idade noutros setores do domínio paleogeográfico no qual Portugal se incluía durante o Período Ordovícico (domínio de alta latitude peri-gondwânico). Um bom controlo e conhecimento estratigráficos são fundamentais para estudos posteriores de diferentes âmbitos, nomeadamente para compreender a evolução geodinâmica da Zona Centro-Ibérica portuguesa, para permitir correlações estratigráficas com outras regiões/zonas geológicas e para detalhar os eventos de carácter regional. O final do Período Ordovícico assistiu à segunda maior extinção conhecida no Fanerozóico, pelo que incrementar o conhecimento destes materiais é importante na compreensão das causas que terão contribuído para este evento. Além disso, a atual região de Portugal continental ocuparia uma posição estratégica durante o Período Ordovícico, estando situada na margem sul do supercontinente Gondwana, contactando com o oceano Rheic e, por conseguinte, numa posição privilegiada para as deslocações faunísticas oceânicas entre diversos terrenos importantes, como a Laurentia, Avalónia e a Báltica.

Este capítulo constitui assim um documento de consulta, pretendendo ser um ponto de partida para trabalhos futuros relacionados com as sequências estratigráficas do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa, sintetizando o que foi previamente realizado e revelando quais as problemáticas que são importantes investigar futuramente.

2.2.2. Evolução do conhecimento da estratigrafia do Ordovícico Superior português

O Sistema Ordovícico, proposto em 1879 por Charles Lapworth, apenas foi oficializado em 1960, no Congresso Internacional de Geologia de Copenhaga. Até então, os estratos ordovícicos eram frequentemente incluídos no Silúrico Inferior, sobretudo na Grã-Bretanha, onde o termo foi proposto (Webby, 1998; Cooper & Sadler, 2012). Por conseguinte, durante mais de um século os terrenos ordovícicos portugueses foram incluídos nas descrições do Sistema Silúrico (Siluriano nos trabalhos mais antigos; e.g. Delgado, 1908), facto que será levado em conta nas referências históricas utilizadas no presente trabalho (Tab. 2.1). Neste capítulo, optou-se por manter entre aspas as designações estratigráficas (crono-, lito- ou bio-) originalmente utilizadas nos trabalhos citados (efetuando quando pertinente a correspondência com os termos atualmente aceites), de forma a facilitar a sua consulta. Assim, sintetiza-se a

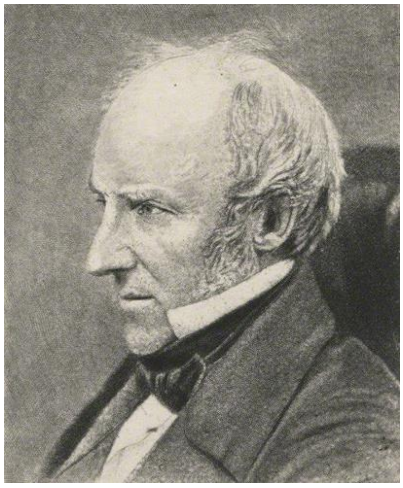


Figura 2.2. Daniel Sharpe (1806-1856). Retrato de Maull & Polyblank.

evolução do conhecimento estratigráfico das sequências portuguesas datadas do Ordovícico Superior, no geral, desde os trabalhos pioneiros até à atualidade. A análise crítica e detalhada dos estudos estratigráficos desta série em cada setor geológico/geográfico português considerado será efetuada na secção 2.2.3.

2.2.2.1 O início dos estudos estratigráficos do Ordovícico português

Os primeiros estudos geológicos a enfocar sequências ordovícicas portuguesas datam da década de 1830. Sem efetuar quaisquer referências às idades dos materiais, Eschwege (1833) e Sharpe (1834) descreveram brevemente as rochas aflorantes na Serra de Santa Justa (Valongo), denominando-as, entre outros termos, de "xistos argilosos primitivos" ["(…) *Urthonschiefer* (…)" *in* Eschwege, 1833, p. 267]. Em meados do século XIX, José Pinto Rebello de Carvalho, médico de formação, publicou aquela que é a primeira referência ao "(…) systema siluriano (…)" em Portugal (Carvalho, 1848, p. 47). No entanto, a sua identificação baseou-se somente em caracteres petrológicos, tornando este enquadramento estratigráfico controverso, como aliás apontou Roque Fernandes Thomaz no ano seguinte (Thomaz, 1849). Na verdade, os terrenos durienses referidos por Carvalho (1848) são ante-ordovícicos (Ferreira, 1990). Em 1849, Daniel Sharpe (Fig. 2.2), um comerciante inglês que viveu alguns anos em Portugal e que estudou na década de 1830 a geologia dos arredores de Lisboa e do Porto (Sharpe, 1834; 1841), publicou um estudo geológico (Sharpe, 1849) que enfocou sobretudo a região de Valongo, identificando e descrevendo unidades que atribuiu ao "Lower Silurian" (atual Sistema Ordovícico), com base no seu conteúdo paleontológico. No entanto, nesses trabalhos não são referidos níveis atualmente atribuíveis ao Ordovícico Superior. Daniel Sharpe é certamente o impulsionador dos estudos geológicos em Portugal e foram os seus métodos que orientaram Carlos Ribeiro para continuar o reconhecimento geológico do país (e.g. Leitão, 2004).

Em 1850, Carlos Ribeiro (Fig. 2.3) publicou os primeiros dados sobre a geologia da região do Buçaco, englobando as sequências ordovícicas e silúricas naquilo a que chamou "terreno fossilífero primário*"* e atribuindo então ao Devónico alguns níveis que hoje são posicionados no Ordovícico Superior (Formação Porto de Santa Anna, *in* Ribeiro, 1850, p. 411). Carlos Ribeiro e Daniel Sharpe, na altura já a residir em Inglaterra, correspondiam-se (e.g. Leitão 2004) e desta interação resultou o trabalho de Ribeiro (1853) no qual é estabelecida a divisão das sequências do Buçaco, então atribuídas ao Silúrico, em três subunidades: divisão inferior e superior do "Siluriano Inferior" (correspondentes ao atual Ordovícico) e "Siluriano



Figura 2.3. Carlos Ribeiro (1813-1882). Arquivo histórico do LNEG.



Figura 2.4. Francisco António Pereira da Costa (1809-1888). Arquivo Histórico do LNEG.

Superior" (atual Silúrico). Neste segundo trabalho, os níveis antes posicionados no Devónico (Ribeiro, 1850) são já corretamente atribuídos ao "Siluriano inferior" (atual Ordovícico).

Estava estabelecida a estratigrafia base das sequências ordovícicas portuguesas e com a criação da Comissão Geológica em 1857, as restantes décadas do século XIX assistem a um avanço do conhecimento deste sistema em Portugal. Esse avanço seria guiado essencialmente pelos trabalhos de Nery Delgado, culminando no estudo de Delgado (1908), ainda hoje uma obra de referência nacional e internacional no estudo da biostratigrafia do Ordovícico.

2.2.2.2. As primeiras comissões geológicas portuguesas e a era de Nery Delgado

Com a criação da "Comissão Geologica do Reino" (CGR) em 1857, chefiada por Carlos Ribeiro e Francisco António Pereira da Costa (Fig. 2.4), inicia-se um novo ciclo dos estudos geológicos em Portugal, focado na cartografia geológica do país. Este era um ato imperativo face à necessidade de gestão do território nacional e de colocar o conhecimento geológico português a par do da maioria dos países europeus.

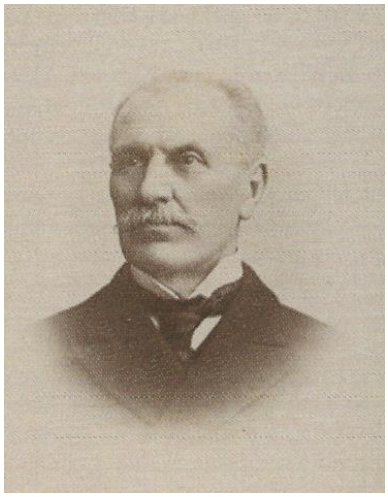


Figura 2.5. Joaquim Filippe Nery da Encarnação Delgado (1835-1908). Arquivo Histórico do LNEG.

Nos anos que se seguiram, Nery Delgado (Fig. 2.5), adjunto da CGR, dedicou-se ao estudo dos materiais ordovícicos, identificando os fósseis recolhidos nas campanhas de campo, e cartografando as regiões onde o Sistema Ordovícico aflora mais extensivamente. No final de 1868 a CGR foi dissolvida, mas o interesse de Nery Delgado pelo Paleozoico inferior português manteve-se, e em 1870, já como trabalhador da "Secção dos Trabalhos Geologicos", publica o primeiro de uma série de trabalhos dedicados ao "Sistema Siluriano", cujos depósitos considerou, não obstante a sua reduzida extensão geográfica, os mais fáceis de identificar, quer pela abundância de fósseis, quer por uma certa monotonia litológica (Delgado, 1870). O conteúdo fossilífero destes níveis, listado nesse trabalho, permitiu-lhe distinguir, à semelhança do que Sharpe (1849), Barrande (1852) e Ribeiro (1853) haviam feito, uma divisão inferior (atualmente correspondente ao Ordovícico) e uma superior (atual Silúrico).

Durante as décadas de 1870 e 1880, embora os dados do arquivo histórico do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) corroborem que o estudo dos níveis ordovícicos da Zona Centro-Ibérica prosseguiu, Nery Delgado dedicou-se preferencialmente à geologia do Paleozoico da Zona de Ossa Morena (e.g. Delgado, 1876), indicando este autor diferenças significativas das sequências em relação os níveis coevos da ZCI, quer no tocante à estratigrafia, quer ao conteúdo fossilífero e aos aspetos estruturais.

Em 1885, como preambulo do primeiro volume das "Communicações da Secção dos Trabalhos Geologicos de Portugal" (atualmente Comunicações Geológicas), a publicação periódica pioneira especializada em Geologia em Portugal, Delgado (1885a) afirmou que o "Sistema Siluriano" fora já identificado em muitos pontos do país, embora o seu conhecimento estivesse ainda muito incompleto. Nos anos seguintes dedicou-se particularmente ao conteúdo paleontológico destes depósitos (Delgado, 1885b, 1887, 1892, 1897), sem perder a capacidade de entender os fósseis como importantes ferramentas de informação das rochas que os contêm.

Após anos de trabalho na região do Buçaco e de estudos pormenorizados do conteúdo paleontológico das rochas ali aflorantes, Delgado (1897) apresentou a primeira divisão estratigráfica detalhada do Ordovícico da ZCI portuguesa, estabelecendo seis unidades cujas designações ainda hoje, passados 125 anos, são informalmente usadas: "Quartzites de Bilobites", "Schistos de *Orthis Ribeiroi*", "Schistos de *Homalonotus rarus*", "Grés de Loredo", "Schistos de *Dalmanites Dujardini*" e "Schistos impuros diabasicos". Destas, as três últimas são hoje integralmente atribuídas ao Ordovícico Superior. Delgado (1897) estabeleceu ainda a correlação das suas unidades com as então definidas na Normandia (Maciço Armoricano francês; vide Hammann *et al*., 1982 e referências).

No início do século XX, Nery Delgado publicou as primeiras interpretações geológicas de âmbito regional, graças aos muitos dados recolhidos ao longo de décadas de trabalho de campo e aos estudos efetuados em gabinete (Delgado, 1901). Estas ideias foram discutidas e expostas de forma muito mais detalhada no seu grande trabalho estratigráfico sobre o Sistema Silúrico português, em 1908, obra que ainda hoje é uma das referências principais de qualquer estudo do Ordovícico, Silúrico e parte do Devónico nacionais (Delgado, 1908). Nessa obra, Nery Delgado apresentou uma descrição estratigráfica detalhada das extensas sequências ordovícicas, com especial destaque para as do Buçaco e de Valongo. Descreveu cortes e inventariou-os em coleções estratigráficas, depositados desde então no Museu Geológico do LNEG (Lisboa; Anexo 1). Identificou níveis do Ordovícico Superior (já utilizando esta designação) apenas nos sinclinais do Buçaco e Amêndoa/Mação, admitindo, no entanto, a sua possível representação na Serra da Caleira em Portalegre.

2.2.2.3. O período pós-Nery Delgado

Após a morte de Nery Delgado em 1908, seguem-se mais de duas décadas sem avanços nem estudos publicados dedicados ao Ordovícico português. Efetivamente, durante esse período assistiu-se a um declínio da atividade geológica em Portugal, relacionado com dificuldades funcionais de várias ordens (Carneiro *et al.*, 2014). Só no final da década de 1920 o estudo dos materiais do Paleozoico inferior nacional é retomado por João Carrington Simões da Costa (Fig. 2.6), enfocando primeiramente a região de Valongo (Costa, 1929). Posteriormente, Carrington da Costa compilou uma lista exaustiva das bibliografias relativas ao Paleozóico português (Costa, 1931a), publicando uma importante monografia no mesmo ano, no âmbito do seu doutoramento, na qual sintetizou com uma visão crítica o conhecimento geológico sobre este Eratema em Portugal (Costa, 1931b). Tendo por base essencialmente a obra de Delgado (1908), reviu a estratigrafia das sequências ordovícicas portuguesas, introduziu algumas modificações e adotou as designações da escala cronostratigráfica britânica vigente à data, tendo identificado os depósitos do Ordovícico



Figura 2.6. João Carrington Simões da Costa (1891-1982). Arquivo Histórico do LNEG.

Superior nacional como "Caradociano s.lat.", numa clara adaptação da série regional inglesa Caradoc que, à data do estudo e para Costa (1931b), correspondia grosso modo ao Ordovícico Superior. O trabalho de Costa (1929, 1931b) foi o primeiro a sugerir que os "Grauvaques do Sobrido" e o troço não fossilífero dos "Grauvaques do Sobrado", unidades estabelecidas por Delgado (1908), pertenceriam ao Ordovícico Superior, assinalando assim a presença de materiais desta idade na região de Valongo.

Seguem-se cerca de duas décadas sem estudos estratigráficos originais sobre o Ordovícico português, embora os trabalhos de Costa (1940; 1942) e Thadeu (1947; 1949; Fig. 2.7) incluam breves considerações biostratigráficas sobre associações fossilíferas ordovícicas. Em 1950, Carrington da Costa redigiu a notícia explicativa que acompanha uma carta geológica do Buçaco deixada por Nery Delgado (Costa, 1950), mais completa em termos de área geográfica incluída do que a que fora publicada por Delgado (1908). Se em termos tectónicos Costa (1950) apresentou novas interpretações, já ao nível estratigráfico apenas modificou algumas das denominações escolhidas para as unidades bio- e lito- estratigráficas há muito estabelecidas. Neste trabalho introduziu o "Ashgiliano" (com base nos dados de Thadeu, 1947), reportando-se à última série ordovícica da escala regional britânica – Ashgill, usando-o para caracterizar os níveis cimeiros do Ordovícico do Buçaco (incluídos anteriormente por Costa, 1931b, no "Caradociano").

No ano seguinte, Thadeu (1951) apresentou novos dados para a geologia da Beira Baixa, considerando o Ordovícico Superior ausente em Penha Garcia, mas admitindo a existência de níveis "caradocianos" na sequência do afloramento de Fajão a Sarnadas e em Vila Velha de Rodão. Os seus estudos sobre o Ordovícico da região de Arouca levaram-no a concluir que a série Ordovícico Superior também não estaria representada nesta região (Thadeu, 1956). Entretanto, Carlos Teixeira, especializado em Paleobotânica mas atraído por Carrington da Costa para a geologia regional, compôs apontamentos com alguns dados originais sobre o Paleozóico português (Teixeira, 1953, 1954a,b,c, 1955a,b). Mantendo ainda o Ordovícico como Andar inferior do Sistema Silúrico e baseando-se essencialmente nos trabalhos de Delgado (1908) e Costa (1931b), Teixeira (1955b) reafirmou a ausência de níveis de idade Ordovícico Superior em Moncorvo e Penha Garcia e sugeriu que os níveis da Serra de Caleira em Portalegre deveriam ser atribuídos ao Silúrico. Os mesmos dados foram sintetizados posteriormente num artigo dedicado aos terrenos ante-mesozoicos portugueses (Teixeira, 1960). Na verdade, não obstante algumas modificações pontuais, até à década de 1960, o entendimento da estratigrafia das sequências ordovícicas nacionais esteve fortemente ligado à visão de Nery Delgado.

O relançamento da cartografia geológica do país em meados do século XX, dinamizado por Carlos Teixeira, promoveu levantamentos sistemáticos para a realização da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Foi assim que Medeiros (1945) cartografou o limite sul do Anticlinal de Valongo e manteve a opinião de Costa (1931b) quanto à idade dos "Grauvaques do Sobrido", que os considerara ordovícicos. Esta unidade é então reconhecida a

sul do Rio Douro, incluindo a região de Arouca, e também no prolongamento norte do Anticlinal de Valongo, até à margem norte do Rio Cávado (Costa & Teixeira, 1957; Medeiros *et al*., 1964; Teixeira *et al*., 1965, 1969; Pereira *et al*., 1980). Por outro lado, Ribeiro *et al*. (1965) detalharam a geologia do Sinclinal de Vila Velha de Rodão, não descartando a possibilidade de alguns quartzitos, até então atribuídos ao "Llanvirniano-Llandeliano" (Ordovícico Médio), corresponderem já ao "Caradociano" (Ordovícico Superior).



Figura 2.7. Décio Thadeu (1919-1995). Figura retirada de Aires-Barros (1997).

Nos anos que se seguiram, Jacinto Correia Perdigão identificou níveis do Ordovícico Superior nos sinclinais de Fajão e de Penha Garcia e embora não tenha estabelecido uma estratigrafia formal, diferenciou e enumerou três unidades distintas (formações 6, 7 e 8; Perdigão, 1971). Cartografou depois a região de Vale Feitoso (Penha Garcia) e posicionou as mesmas três unidades no "Caradociano" (Perdigão, 1976). Posteriormente, Gonçalves *et al*. (1978) cartografaram a região de Assumar (Portalegre), mas não representaram os níveis "caradocianos" da Serra da Caleira documentados por Delgado (1908).

2.2.2.4. A independência dos estudos clássicos e as contribuições estrangeiras

Durante mais de 60 anos após a morte de Nery Delgado, as interpretações da geologia do Paleozoico inferior português permaneceram dependentes do legado desse cientista. A década de 1970 marcou o início de uma nova fase nos estudos estratigráficos do Ordovícico português, com a contribuição de geólogos franceses e britânicos.

Em meados da década de 1970, o inglês William Mitchell tentou uma primeira formalização da litostratigrafia do Ordovícico português (Mitchell, 1974). O carácter essencialmente biostratigráfico das unidades de Delgado (1908), base de todos os trabalhos do século XX até então, levou este autor a reagrupá-las em formações litostratigráficas. Com um conhecimento limitado da geologia da região central de Portugal, Mitchell optou por manter os limites principais pré-definidos, fazendo corresponder as seis unidades de Delgado (1908) datadas do Ordovícico Médio e Superior a três formações. No entanto, sem justificação clara, atribuiu a Formação Louredo da região do Buçaco à série "Llandeilo" (essencialmente topo do Ordovícico Médio), atribuição essa controversa, uma vez que quer até então, quer posteriormente, a Formação Louredo tem sido enquadrada no Ordovícico Superior (e.g. Young, 1988). No mesmo ano, Ribeiro (1974) publicou um importante estudo sobre a região de Trás-os-Montes, considerando os calcários de Santo Adrião, até então atribuídos ao Silúrico, como parte de um complexo vulcano-sedimentar de idade Ordovícico Superior. Ainda nesse ano, Romano & Diggens (1974) formalizaram a Formação Sobredo (atual Formação Sobrido) da região de Valongo, subdividindo-a em dois membros, ambos atribuídos ao Ordovícico Superior. Também neste ano, Henry *et al*. (1974), seguindo a litostratigrafia proposta por Mitchell (1974) e em consonância com estudos prévios (Henry & Thadeu,1971), reconheceram uma lacuna estratigráfica entre as formações "Cácemes" e

Louredo da região do Buçaco. Segundo eles, esta lacuna incluiria o "Llandeilo médio e superior" (fatia que corresponde essencialmente aos dois terços superiores do atual Dobrotiviano da escala regional mediterrânica). Embora os resultados obtidos não lhes permitissem localizar com exatidão o limite "Llandeilo/Caradoc" (vulgo Ordovícico Médio/Ordovícico Superior), Henry *et al.* (1974) situaram-no na parte superior da "Formação Cácemes" (esta unidade é atualmente correspondente ao conjunto das formações Fonte da Horta, Cabril e Carregueira) e não na base da Formação Louredo como até então se considerava.

Os dados acima referidos e a similaridade entre as sequências ordovícicas da região do Buçaco e as da Península de Crozon (Bretanha), chamaram a atenção de Elaouad-Debbaj (1978) e Paris (1979, 1981) que se dedicaram ao estudo dos microfósseis dos níveis ordovícicos do Buçaco (acritarcos e quitinozoários, respetivamente). Na sequência destes estudos, Paris (1981) estabeleceu 18 biozonas de quitinozoários para a sequência ordovícica do Buçaco, que permitiam a correlação com as subdivisões estratigráficas da Escandinávia e Boémia e, em menor grau, com as das Ilhas Britânicas. Em trabalho prévio foi reconhecido que os materiais litológicos pertencentes ao topo da Formação Cácemes estariam remobilizados na base da Formação Louredo (Paris, 1979), facto que permitiu corroborar a lacuna estratigráfica sugerida por Henry *et al*. (1974, 1976). O trabalho de Paris (1979) permitiu ainda identificar uma importante lacuna estratigráfica na base da Formação Porto de Santa Anna (Buçaco), correspondente ao "Onniano" (andar regional britânico, entretanto tornado obsoleto e que corresponde a parte do Berouniano superior da escala regional mediterrânica).

Durante a década de 1980, os estudos estratigráficos do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa foram conduzidos essencialmente por geólogos britânicos.

Os trabalhos desenvolvidos por Cooper (1980) permitiram identificar níveis do Ordovícico Superior na região de Dornes, em continuidade estrutural com as regiões de Amêndoa/Mação, formalizando a nova Formação Casal Carvalhal dividida em vários membros com idades compreendidas entre o "Caradoc inferior" e o "Ashgill?". Cooper (1980) correlacionou as sequências do Ordovícico português com as de Espanha, França, Boémia, Norte de África e Turquia, referindo que a correlação com as do Reino Unido apenas se efetuou de forma indireta (por se tratarem de sequências pertencentes a domínio paleogeográficos ordovícicos distintos).

No ano seguinte, um ano antes do seu falecimento, Teixeira (1981) publicou extenso trabalho sobre o Paleozoico português. Embora tenha citado o trabalho de Mitchell (1974), Carlos Teixeira optou quase sempre por usar as unidades estratigráficas de Delgado (1908) nas suas descrições, mantendo a forte ligação aos estudos clássicos do início do século XX. Teixeira (1981) defendeu ainda não existir discordância entre as sequências ordovícicas e as silúricas na ZCI portuguesa, mas apenas uma alteração de fácies, ao mesmo tempo que considerou questionável a atribuição por Perdigão (1971) da parte superior da formação xistenta de Penha Garcia ao "Caradoc". Sugeriu ainda que a existirem níveis do Ordovícico Superior na região de Fajão, estes deveriam corresponder apenas à última das unidades sugeridas por Perdigão (1971; formação 8). O autor não invalidou a existência de níveis desta série em Vila Velha de Rodão, mas considerou que os níveis da Serra de Caleira em Portalegre deveriam ser atribuídos ao Silúrico. Também no início da década de 1980, o

trabalho de Robardet (1981) sugeriu que os "tilitos" da Formação Sobrido seriam silúricos, posição já antes defendida por Delgado (1908). No entanto, a continuação dos estudos daqueles níveis, levou-o posteriormente (Robardet & Doré, 1988) a concordar com Romano & Diggens (1974), face às semelhanças com os depósitos glaciares do Ordovícico Superior do Norte de África.

No ano seguinte, Romano (1982), paleontólogo britânico que se interessara pelas trilobites do Ordovícico Médio português e pela geologia do Anticlinal de Valongo (eg. Romano & Diggens, 1974; Romano, 1975, 1976), efetuou uma síntese da estratigrafia do Ordovícico português, até então redigida sempre em português ou francês. Apesar do carácter essencialmente bibliográfico, o trabalho de Romano (1982) apresentou dados novos relativamente aos depósitos do Ordovícico Superior de Fajão, Penha Garcia, Portalegre e Marvão. Considerou que a biostratigrafia do Ordovícico Superior do Buçaco não estava ainda entendida, embora fosse a mais largamente estudada. No mesmo ano, Hammann *et al*. (1982) sintetizaram o conhecimento da estratigrafia das sequências ordovícicas do sudoeste da Europa, revendo as unidades estratigráficas formal e informalmente estabelecidas em Portugal, Espanha e França. É desta forma que, no início da década de 1980, o Ordovícico português se torna internacionalmente divulgado de forma significativa.

Em 1985 surgiu o trabalho estratigráfico do Ordovícico Superior português mais completo desde a importante obra de Delgado (1908). Foi Young (1985) quem estudou toda a sequência ordovícica de Portugal central suprajacente à Formação Monte da Sombadeira, incluindo por isso também os níveis atribuídos ao final do Ordovícico Médio. Os trabalhos de Young (1985, 1988) reformularam a estratigrafia das regiões de Portugal central onde se conheciam níveis do Ordovícico Superior, identificando-os indubitavelmente em Penha Garcia e Fajão, estabelecendo formações litostratigráficas formais. Nestes trabalhos apresentou uma análise biostratigráfica, pormenorizando essencialmente os fósseis de graptólitos, braquiópodes e trilobites. Atualizou a datação das formações e relacionou os níveis terminais do Ordovícico, de características glaciogénicas, com a grande glaciação fini-ordovícica.

No início da década de 1990, Gutiérrez-Marco *et al*. (1990) sintetizaram o conhecimento da estratigrafia pós-Câmbrico das sequências autóctones da Península Ibérica, justificando a limitada representação do Ordovícico Superior em alguns setores com um importante episódio erosivo fini-ordovícico. Posteriormente, Oliveira *et al*. (1992) compilaram a informação de mais de um século de estudos sobre o Paleozoico inferior português, sintetizando o estado do conhecimento sobre estes materiais. Neste trabalho instituem, ainda que informalmente, a "Formação Santo Adrião" em Trás-os-Montes, correlacionando-a com a Formação Porto de Santa Anna no Buçaco e assinalaram a grande semelhança existente entre as sequências ordovícicas de São Mamede (Portalegre) e as do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Contudo, consideraram que o Ordovícico Superior naquela região deve estar representado apenas por "arenitos impuros" de posição estratigráfica dúbia.

Se a segunda metade do século XX assistiu à confirmação da existência de materiais pertencentes ao Ordovícico Superior na região de Valongo (e.g. Romano & Diggens, 1974; Medeiros *et al*., 1980; Brenchley *et al*., 1991), para Trás-os-Montes continuava-se maioritariamente a defender que os materiais atribuídos ao Silúrico assentariam em discordância sobre os depósitos do "Llandeilo", Ordovícico Médio (e.g Duarte *et al*., 1966;

Ribeiro & Rebelo, 1971; Rebelo & Romano, 1986; Silva *et al*.,1989). Em meados da década de 1990, Meireles *et al*. (1995) e Gutiérrez-Marco *et al*. (1995) apresentaram as primeiras evidências de que formações detríticas de idade ordovícica superior estariam também representadas nessa região, identificando níveis com fósseis de briozoários e equinodermes, indicando posicionamento no "Caradoc". Por outro lado, na região de Valongo, Couto *et al*. (1997) restringiram a Formação Sobrido ao Hirnantiano (topo do Ordovícico Superior) e, na área de Penha Garcia, Sequeira *et al*. (1999) cartografaram as duas formações do Ordovícico Superior identificadas por Young (1985) naquela região (Formação Louredo e Formação Ribeira da Laje).

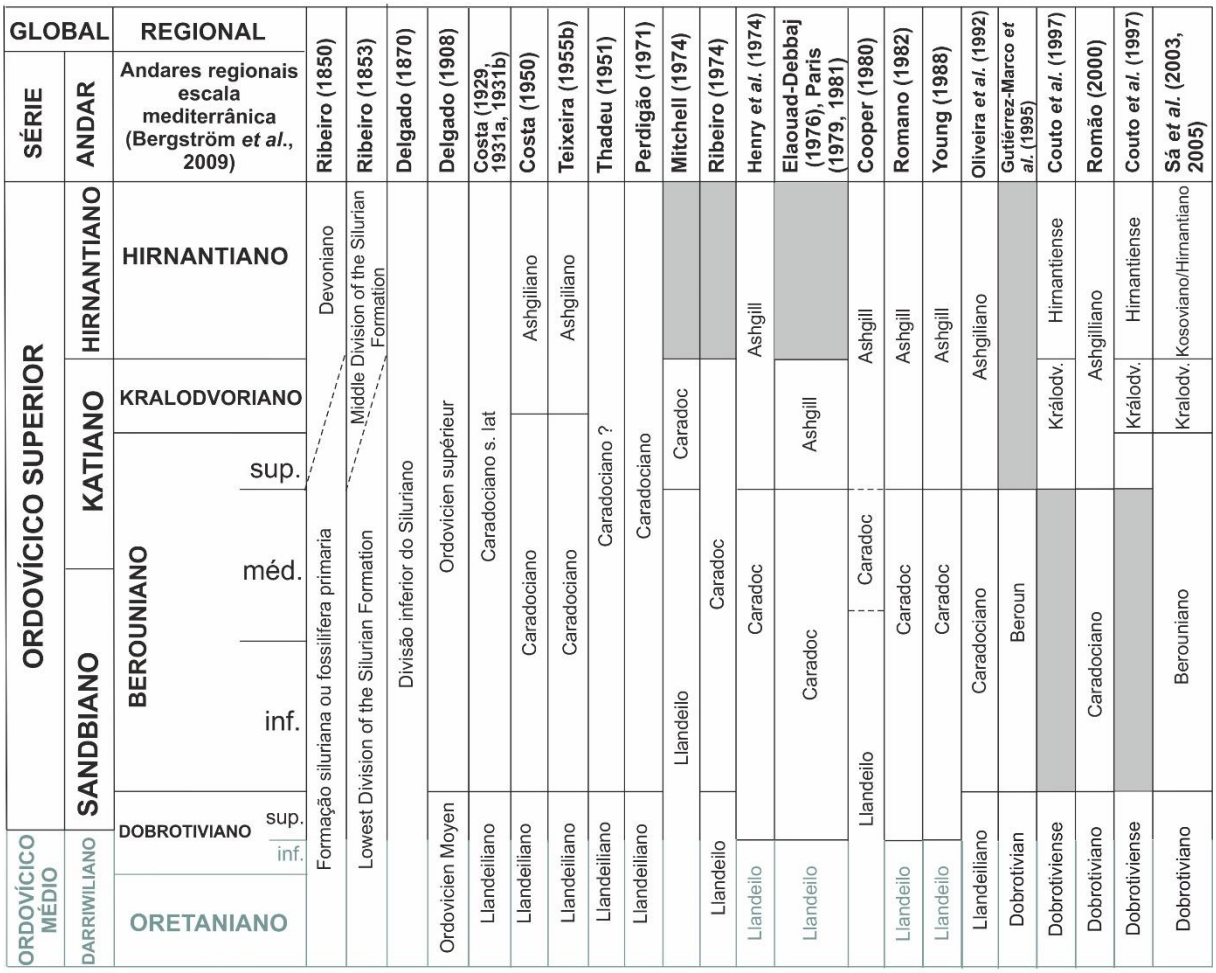
2.2.2.5. A estratigrafia do Ordovícico Superior no século XXI

Nos últimos anos o Ordovícico Superior português tem sido alvo de importantes estudos. Neste sentido, Meireles *et al*. (1995) apresentaram dados novos sobre a litostratigrafia do nordeste transmonstano, estabelecendo e diferenciando duas unidades (Formação Maceiras e "nível de tiloide") que atribuíram ao Ordovícico Superior. Posteriormente, Romão (2000), que a par de Gutiérrez-Marco *et al*. (1995) utilizara em Portugal em 1995 os termos cronostratigráficos da escala regional mediterrânica para o Ordovícico (Romão *et al*., 1995), estudou em pormenor a geologia do sinclinal de Mação e reviu a estratigrafia do Ordovícico daquela região, efetuando algumas alterações ao modelo de Young (1985). Gutiérrez-Marco *et al*. (1995) refinaram a precisão do estabelecimento das datações e apresentaram interpretações paleoambientais originais.

Durante a primeira metade da década de 2000, o trabalho de Artur Sá na região de Trás-os-Montes revelou um conjunto de formações do Ordovícico Superior em áreas onde até então se consideravam ausentes materiais atribuíveis a esta Série. Nesse sentido, nos trabalhos de Sá (2005) e Sá *et al*. (2005) foi revista e formalizada a estratigrafia de todo o Ordovícico da ZCI na região transmontana, tendo sido distinguidas quatro formações litostratigráficas, então correlacionadas com os níveis das regiões de Valongo e Portugal central, atribuíveis aos três andares globais do Ordovícico Superior. Além disso, ficou demonstrada a presença nesta região do importante nível guia de ferrólito de idade Berouniano médio (escala regional), formalmente designado Camada Chôsavelha, equivalente lateral da Camada Favaçal de Portugal central. Um outro conjunto de trabalhos produzidos por Sá *et al*. (2003, 2006a), Sá (2006) e Meireles *et al*. (2006a) permitiram compreender a evolução recente do conhecimento acerca dos materiais do Ordovícico Superior aflorantes em Trás-os-Montes. Contemporaneamente, Meireles *et al*. (2006b) identificaram na Serra da Marofa sequências atribuíveis à Formação Sobrido, Ordovícico Superior, região onde até então era desconhecida. Refira-se ainda que nos trabalhos de Sá (2003) e Sá *et al*. (2010) foi analisada criticamente e atualizada a cronostratigrafia do Ordovícico em Portugal, indicando-se o uso da escala regional mediterrânica ou da global como o mais adequado e alertando para a incoerência da aplicação da escala regional britânica ao contexto geológico nacional.

Mais recentemente, os estudos estratigráficos das sequências de idade ordovícica dos sinclinais de Moradal-Fajão e de Vila Velha de Rodão (Metodiev & Romão, 2008; Metodiev *et al*., 2009, 2010) permitiram comprovar a presença de unidades atribuíveis ao Ordovícico Superior, série considerada ausente nestas regiões pela maioria dos autores anteriores (e.g.

Tabela 2.1. Correlação entre a escala cronoestratigráfica global e regional mediterrânica da Série Ordovícico Superior e a nomenclatura cronostratigráfica utilizada nos principais trabalhos que enfocaram as sequências desta idade em Portugal; a leitura do quadro deverá seguir o seguinte raciocínio: a que designação atual correspondem os materiais incluídos na designação x pelo autor y. Os espaços sombreados correspondem a fatias estratigráficas que não foram investigadas nos estudos respectivos. Baseado em Sá *et al.* (2010).



Ribeiro *et al.* 1965). Embora Young (1985, 1988) tenha incluído estas áreas no seu extenso trabalho litostratigráfico, não lhes dedicou a mesma atenção que às áreas do Buçaco e Mação, considerando que a série Ordovícico Superior não estaria representada em Vila Velha de Rodão.

No que respeita à região de Arouca, no prolongamento para sudeste da estrutura sinforma que se estende desde Tabagón (Tuy) até próximo de Ahigal de los Aceiteiros (Salamanca), Sá & Gutiérrez-Marco (2006) atualizaram a terminologia litostratigráfica da região, atribuindo os níveis glaciogénicos do Ordovícico Superior à Formação Sobrido. Posteriormente, Pereira *et al.* (2007) atualizaram a cartografia da região de Oliveira de Azeméis, cartografando a Formação Sobrido que, contudo, atribuíram ao "Ashgill", mantendo ainda o uso da escala regional britânica. Estes níveis glaciogénicos, mais bem representados no Anticlinal de Valongo, foram recentemente alvo de estudos pontuais efetuados por Couto & Lourenço (2011a,b) e Couto *et al.* (2013), tendo as sequências estratigráficas do Hirnantiano português ganhado algum destaque nos últimos anos (e.g., Sá *et al.*, 2009; 2011).

Na região nordeste de Portugal, Meireles (2011; 2013) reviu a litostratigrafia do Paleozoico, identificando também para a ZCI neste setor níveis berounianos correlacionáveis

com as unidades do Ordovícico Superior definidas por Sá *et al.* (2005), constatando-se que unidades atribuíveis a todos os andares do Ordovícico Superior têm expressão nesse território.

Com a estratigrafia do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa já amplamente formalizada, a atenção dos investigadores centra-se mais nos estudos de detalhe de paleontologia que sobre a datações das unidades (e.g. Vaz, 2010; Vaz *et al*., 2010; Lopes *et al*., 2011; Colmenar *et al*., 2013, 2015, 2016 e Pereira *et al*., 2014a,b,c, 2015a, 2015b, 2015c, 2016). Todavia, algumas regiões continuam a receber pouca atenção, com ausência de estudos estratigráficos formais e atualizados que enfoquem os níveis do Ordovícico Superior, como é o caso das áreas de Portalegre e Penha Garcia ou do setor Covelas-Viana do Castelo. Em jeito de perspetivas para o futuro, aponta-se a necessidade de uniformização das entidades litostratigráficas nas diferentes regiões, contribuindo para uma melhor perceção da evolução geodinâmica do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica.

2.2.3. As sequências do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa

De forma a compreender-se a evolução do conhecimento da estratigrafia do Ordovícico Superior português e o modo como foi alcançado o conhecimento atual, considerando a heterogeneidade das diferentes sequências e a discrepância no seu grau de investigação em diferentes regiões, optou-se por tratar cada área separadamente. Para efeitos descritivos e operativos, a abordagem aqui adotada foi essencialmente estrutural/geológica (Fig. 2.8), mas também determinada pelos estudos anteriores e a forma como estes estabeleceram os limites para as diferentes regiões. Deste modo, a divisão baseia-se sobretudo na individualização das grandes estruturas sinforma e antiforma (e.g. região do Buçaco corresponde à extensão do Sinclinal de Buçaco), mas nas situações de extensa continuidade estrutural, é adicionado um critério geográfico. Esta é a situação da região de Trás-os-Montes e da estrutura Anticlinal de Valongo, que se prolonga para sudeste na região de Arouca-Castro Daire e para noroeste na faixa de Covelas-Viana do Castelo. Deu-se especial ênfase aos estudos com dados inéditos e àqueles que primeiramente descreveram as sequências (comummente os mais antigos), de forma a encadear o estado do conhecimento em cada momento. Os termos cronostratigráficos e litostratigráficos serão apresentados entre aspas quando redigidos tal e qual como grafados nas obras originais e não como atual/formalmente são aceites. Contudo, quando pertinente, será efetuada a

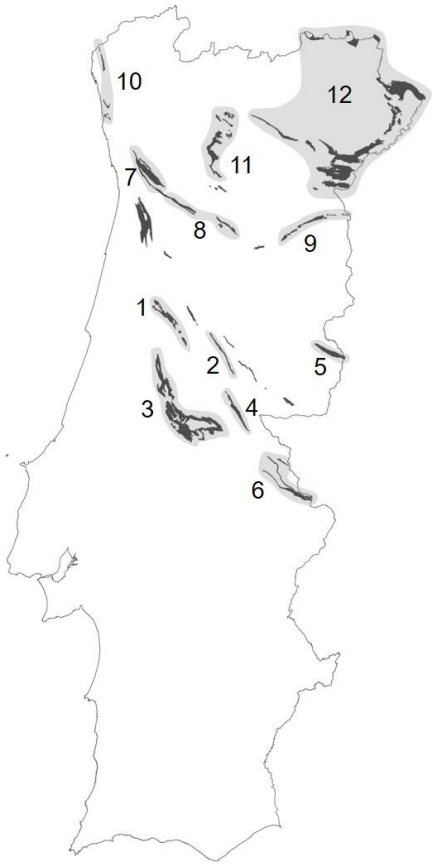


Figura 2.8. Divisão estrutural/geológica considerada para os afloramentos do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa: 1, Sinclinal de Buçaco; 2, Sinclinal de Fajão-Moradal; 3, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro; 4, Sinclinal de Vila Velha de Ródão; 5, Sinclinal de Penha Garcia; 6, Sinclinal de Portalegre; 7, Anticlinal de Valongo; 8, Sinclinal de Arouca-Castro Daire; 9, Sinclinal de Marofa; 10, "Faixa" Covelas-Viana do Castelo; 11, Estrutura Marão-Alvão; 12, Trás-os-Montes.

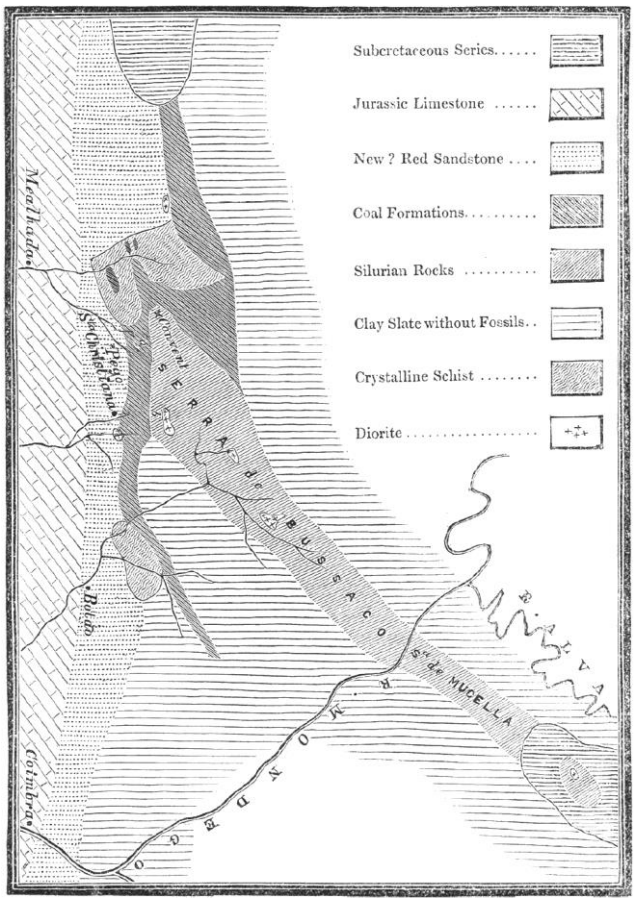


Figura 2.9. Primeiro mapa geológico do Sinclinal de Buçaco, publicado por Ribeiro (1853, fig. 1).

correspondência aos termos atualmente aceites. Por outro lado, nas tabelas 2.2 a 2.11 apresenta-se a correlação entre as designações formais e informais das unidades litológicas do Ordovícico Superior empregues por cada autor. Estas tabelas não têm carácter cronostratigráfico, procurando tão-só estabelecer a correspondência entre os diferentes nomes atribuídos a um mesmo conjunto de depósitos.

2.2.3.1. Sinclinal de Buçaco

Antecedentes estratigráficos: história e análise. Incluem-se nesta estrutura geológica os afloramentos ordovícicos aflorantes desde a região do Luso até Penedo de Góis.

O primeiro estudo geológico da região do Buçaco foi publicado por Ribeiro (1850). Este autor agrupou sob a designação "terreno fossilífero primário" os depósitos hoje considerados como ordovícicos e silúricos, descrevendo-os como constituídos por "(…) quartzites, grés micáceos e schistoides, brancos, amarelados, e negros; calcareos semicristalinos e sub-lamelares, e ampelites ou schistos carbonosos (…)" (Ribeiro, 1850, p. 411). Identificou também um "dicke de Grúnstein ou Diorite" cuja descrição, localização e conteúdo fossilífero referenciados para os depósitos que o acompanham não deixam dúvidas de que corresponde às unidades "Diabase" (dolerito) e "Schistos diabasicos" (Formação Porto de Santa Anna) cartografadas posteriormente por Nery Delgado (Delgado, 1908) e publicadas em Costa (1950). No entanto, quer pela posição estratigráfica, quer pelo conteúdo fossilífero, Ribeiro (1850) considerou estas formações devónicas. Esta datação seria mais tarde corrigida por Ribeiro (*in* Costa Simões, 1853), incluindo já esses níveis na sua "Formação dos fossilíferos primários" que considerou "siluriana". Com uma visão muito mais completa da geologia daquela região, Ribeiro (1853) estabeleceu a primeira divisão da sequência ordovícica do Buçaco, baseada no carácter litológico e conteúdo paleontológico: "divisão inferior", na qual engloba os níveis atualmente atribuídos ao Ordovícico Inferior, Ordovícico Médio e a parte do Ordovícico Superior; e "divisão média", correspondente apenas aos depósitos diabásicos (xistos diabásicos e rochas ígneas associadas; Delgado, 1908). A forma como Ribeiro (1853) redige esta divisão conduziu a dificuldades de interpretação relativas à correlação das unidades do autor com as unidades atuais (e.g. Sá *et al*., 2010). No entanto, a associação fossilífera descrita, o mapa geológico pioneiro anexo ao trabalho (Fig. 2.9) e a resenha histórica introdutória do estudo de Delgado (1908) confirmam que a atual Formação Louredo e mesmo as rochas carbonatadas

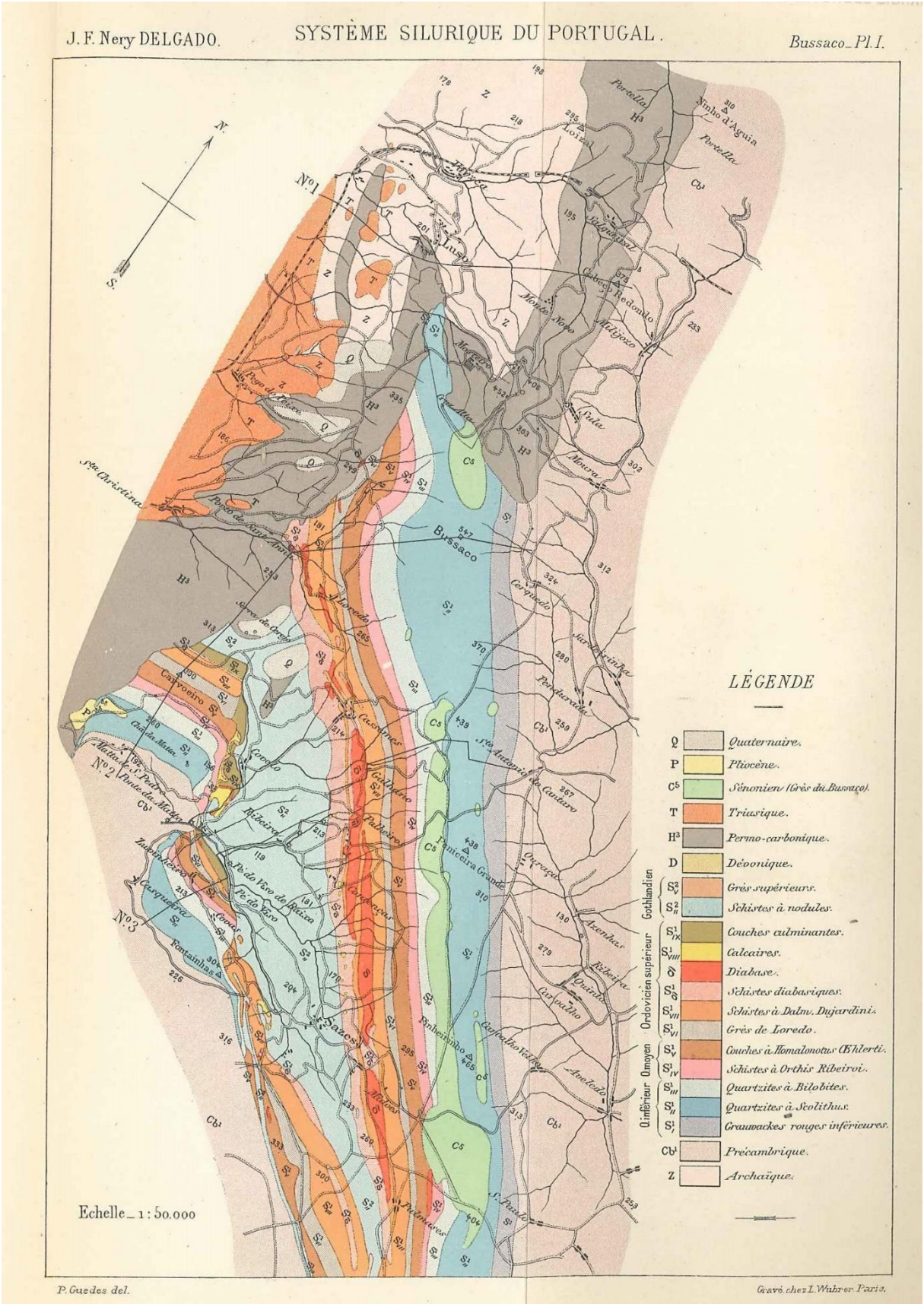


Figura 2.10. Mapa geológico do Sinclinal de Buçaco publicado por Delgado (1908).

das atuais formações Porto de Santa Anna e Ferradosa foram incluídas por Ribeiro (1853) na sua "divisão inferior". Posteriormente, Delgado (1897) apresentou uma exaustiva listagem dos fósseis ordovícicos do Buçaco (mais de 200 espécies), os quais lhe permitiram dividir a sequência estratigráfica ordovícica daquela região em seis unidades: "Quartzites de Bilobites", "Schistos de *Orthis Ribeiroi*", "Schistos de *Homalonotus rarus*", "Grés de Loredo", "Schistos de *Dalmanites Dujardini*" e "Schistos impuros diabasicos".

Numa época anterior ao advento do modelo da Tectónica de Placas, Delgado (1901) interpretou a sequência do Sinclinal de Buçaco como o preenchimento do depocentro de uma grande bacia sedimentar ativa entre o Câmbrico e o Silúrico e a região onde hoje o sinclinal se encontra como o centro de uma erupção diabásica, submarina e sublitoral, que deixou extensos afloramentos entre as localidades de Cácemes e Palmazes. Para o referido autor, as grandes massas de rocha eruptiva no flanco este da Serra do Buçaco possibilitaram uma maior subsidência, justificando a maior espessura dos depósitos neste setor.

Em 1908, foi publicado o já referido estudo estratigráfico sobre o Ordovícico e Silúrico portugueses (Delgado, 1908). Nesta obra o autor dividiu as áreas estudadas com base na rede hidrográfica, incluindo a região do Buçaco na "Bacia Hidrográfica do Mondego". Descreveu então, de forma muito detalhada, as unidades previamente enunciadas em Delgado (1897), atribuindo já ao Ordovícico Superior os "Grès de Loredo", "Schistes à *Dalmanites Dujardini*", "Diabase" e "Schistes culminantes et schistes diabasiques avec des calcaires subordonnés", num total de 585 m de espessura de sedimentos, embora admita que este valor possa estar exagerado pelos dobramentos. Delgado (1908) descreveu vários cortes que ainda hoje se podem considerar referenciais para o estudo do Ordovícico do Buçaco: Corte do Zuvinhal a Santo António do Cântaro (p. 30; Figs. 2.11 e 5.12; Anexo 1, p. 27), Corte do Vale de S. Jorge (p. 38; Fig. 5.12; Anexo 1, p. 172) e Corte de Casqueira a Pé do Viso (p. 49; Fig. 2.11; Anexo 1, p. 170). Refira-se, a propósito, que uma parte muito significativa da coleção estratigráfica de Delgado correspondente a estes cortes clássicos se encontra depositada no Museu Geológico do LNEG em Lisboa (Anexo 1).

O trabalho de Delgado (1908) aprofundou as interpretações efetuadas anos antes (Delgado, 1901), decifrando a geologia da região da Serra do Buçaco como expressando um grande sinclinal em cujo eixo afloram rochas de idade silúrica, prolongando-se para SE e abraçando a Serra de Penedo de Góis. A sua detalhada análise lito- e biostratigráfica permitiu-lhe identificar a passagem lateral dos xistos diabásicos (atual Formação Porto de Santa Anna) a calcários (Formação Ferradosa) de norte para sul. Sugeriu origem biogénica para estes

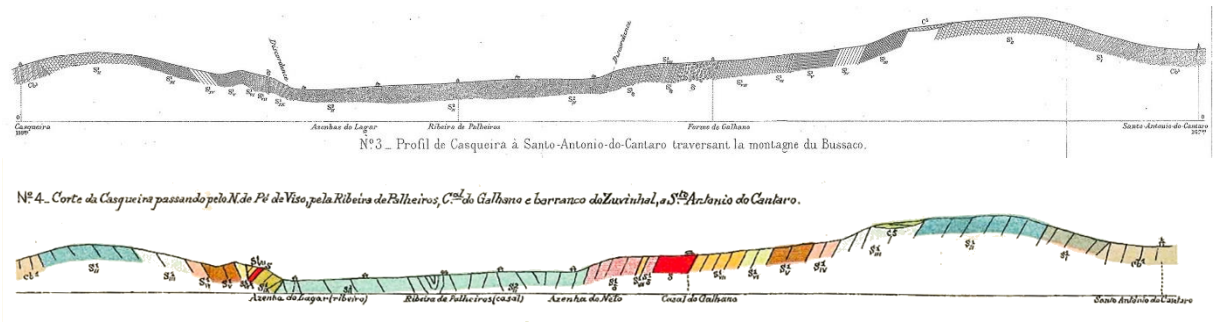


Figura 2.11. Perfil do corte clássico do Zuvinhal a Santo António do Cântaro, descrito por Delgado (1908). Em cima, o original publicado por Delgado (1908, est. I, nº 3) e em baixo o mesmo corte, da autoria de Nery Delgado, mas publicado posteriormente por Costa (1950, est. II, nº 4).

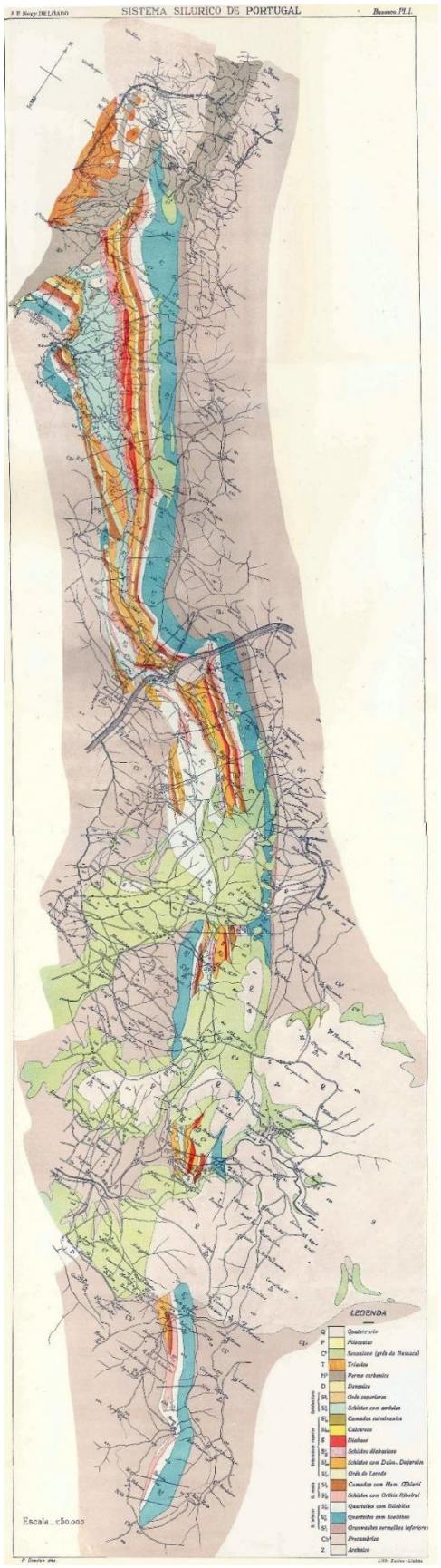


Figura 2.12. Carta Geológica do Sinclinal de Buçaco da autoria de Nery Delgado, publicada por Costa (1950, est. I).

carbonatos, dada a sua ocorrência em massas isoladas, comparando-os com recifes atuais. Os níveis diabásicos foram considerados por Delgado (1908) o resultado de um episódio vulcânico faseado durante o depósito dos materiais incluídos na unidade "Schistos com *Dalmanites Dujardini*" (parte superior da Formação Louredo), baseando a sua interpretação na concordância estratigráfica das escoadas e dos níveis detríticos. Delgado (1908) indicou a presença de lavas em almofada que lhe permitiram inferir uma erupção submarina. Embora para o autor seja claro que a emissão diabásica ocorreu no Ordovícico Superior, os dados estratigráficos levaram-no a sugerir que este episódio vulcânico começara, ainda, no Ordovícico Inferior. Além disso, explicou a dolomitização dos calcários de Sazes (afloramento de Cabeço Pedrogão; Colmenar *et al.*, submetido) com a ação de fontes hidrotermais ricas em sílica e magnésio, diretamente relacionadas com o episódio vulcânico que originou os depósitos diabásicos.

Um outro aspeto digno de registo no trabalho de Delgado (1908) foi a inclusão de um mapa geológico da Serra do Buçaco (Fig. 2.10), a única cartografia de pormenor da região publicada até aos dias de hoje. O mesmo mapa, completo no setor sul (Vila Nova de Poiares), é publicado mais tarde por Costa (1950; Fig. 2.12), tendo servido de base para a cartografia 1:50000 publicada por Sequeira *et al.* (2007) para a região de Coimbra-Lousã. Para representação cartográfica, Delgado (1908) considerou seis unidades que posicionou no Ordovícico Superior, atribuindo siglas a cada uma delas: "Grés de Loredo (S^1_{VI})", "Schistes à *Dalmanites Dujardini* (S^1_{VII})", "Schistes diabasiques (S^1_{δ})", "Diabase (δ)", "Calcaires (S^1_{VIII})" e "Couches culminantes (S^1_{IX})". Na verdade, Delgado (1908) efetuou divisões distintas para os níveis ordovícicos superiores consoante a temática que desenvolveu (paleontologia, litostratigrafia ou cartografia).

As descrições litológicas de Delgado (1908) basearam-se nos dados petrográficos posteriormente publicados por Souza-Brandão (1910). Este último autor corroborou o episódio vulcânico do Ordovícico

Superior, identificando ainda *lapilli* e bombas vulcânicas.

Anos mais tarde, Costa (1931b) efetuou uma análise crítica dos estudos de Delgado (1908). Neste trabalho, introduziu em Portugal pela primeira vez as designações da escala cronostratigráfica ordovícica regional britânica vigente à data e com utilização praticamente pan-europeia, considerando os "Grés de Loredo" como "Caradociano" inicial (base do Ordovícico Superior), posicionamento esse indicado pelo aparecimento de "*Trinucleus bureaui*" (identificação que corresponde aos espécimes de *Deanaspis seunesi*). Tal como Delgado (1908) defendera previamente, considerou que o início da atividade vulcânica ocorreu ainda no Ordovícico Inferior, datando-o de "Skiddaviano" (atualmente Arenigiano da escala regional mediterrânica). Para Costa (1931b), as diabases (dolerito intercalado sobretudo na Formação Louredo) e os xistos diabásicos (Formação Porto de Santa Anna) não eram mais do que um "(…) aspecto especial (…)" (Costa, 1931b, p. 29) dos "Xistos com *Dalmania Dujardini*" (Formação Louredo). O autor apoiou a sua interpretação na mesma associação fossilífera "caradociana" das duas unidades e na transição gradual para os mantos diabásicos. O aparecimento de uma associação fossilífera distinta nos depósitos dos "Schistes diabasiques", muito referenciado por Nery Delgado (e.g. Delgado, 1901, 1908), foi justificado por Costa (1931) exclusivamente com a atividade eruptiva que, ao ter tornado o meio impróprio para a vida, facilitou a fossilização, justificando a maior abundância de fósseis na sua vizinhança (no entendimento de Costa, 1931b). No entanto, os argumentos deste autor não justificam por si só o aparecimento de novos taxa. Por fim, as "Couches Culminantes" (formações Ribeira do Braçal, Ribeira Cimeira e Casal Carvalhal), litologicamente tão distintas dos níveis subjacentes e sem fósseis característicos, foram atribuídas por Costa (1931b) já à base do "Gothlandiano" (Silúrico).

Em continuidade, Thadeu (1947) confirmou a atribuição feita por Costa (1931b) dos "Xistos Diabásicos" ao "Caradociano s.l." (que incluía o "Caradociano s.s." e o "Ashgiliano"), através de um estudo taxonómico das trilobites destes níveis. Baseando-se na presença de *Illaenus wahlenbergianus* (=*Zetillaenus wahlenbergianus*), característica do "Ashgiliano" da Boémia, Thadeu (1947) atribuiu estes níveis da sequência do Buçaco a esta série da escala regional das Ilhas Britânicas. Porém, considera-se hoje que o material estudado por Thadeu (1947) corresponde a *Vysocania iberica* (Pereira *et al.*, submetido), espécie característica do Berouniano ibérico e, por conseguinte, mais antiga que o "Ashgiliano" daquele autor. Mais tarde, Costa (1950) publicou um mapa geológico e 18 cortes da região do Buçaco-Penacova, pertencentes ao espólio de Nery Delgado, uma versão muito semelhante à publicada em Delgado (1908), mas prolongada para sul até à região de Lousã. Nesse trabalho considerou já a ocorrência de níveis de idade "Ashgiliano", resultado dos dados de Thadeu (1947), embora tenha preferido manter em geral a classificação do Ordovícico Superior como "Caradoc e Ashgiliano", sem marcar um limite entre ambas as séries. À semelhança de Delgado (1908), Costa (1950: 14) interpretou os calcários (S^{1}_{VIII}) do Ordovícico Superior como recifes isolados devido ao "alinhamento das massas calcárias segundo a estratificação" e à "fauna que encerram". Embora continuasse a defender uma idade silúrica para as "Camadas Culminantes", aflorantes somente na vertente ocidental do sinclinal, Costa (1950) inferiu para esses níveis um ambiente mais coincidente com o predominantemente representado no Ordovícico Superior da ZCI, pela presença de "crinóides e pólipos" (Formação Ribeira do Braçal).

Posteriormente, Romariz & Diniz (1962), num estudo dedicado aos calcários do Ordovícico-Silúrico português, descreveram as rochas carbonatadas (formações Porto de Santa Anna e Ferradosa) exploradas nas proximidades de Penacova para o fabrico de cal, com afloramentos mais significativos na Vinha de Leira Má (Louredo), Cácemes, Sazes, Penacova e Venda Nova. Concordantes com os xistos diabásicos, os autores interpretaram-nas também como massas recifais isoladas, indicando a presença de restos de coraliários, briozoários, cistóides, blastóides e braquiópodes e demonstrando uma notável escassez de elementos detríticos e argilosos.

Em trabalho posterior, Mitchell (1974), face ao carácter informal e sobretudo biostratigráfico das unidades de Delgado (1908), sugeriu novas unidades litostratigráficas para o Ordovícico Médio e Superior do Sinclinal de Buçaco. Considerou assim os "Xistos com *Orthis Ribeiroi*" e os "Xistos com *Homalonotus Oehlerti*" uma só formação litostratigráfica, que designou "Formação Cácemes" (atualmente o conjunto das formações Fonte da Horta, Cabril e Carregueira) e, à semelhança de Costa (1931b), incluiu os "Grés de Louredo" e os "Xistos com *Dalmanites Dujardini*" de Delgado (1897) como representando uma única formação litostratigráfica, a Formação Louredo, limitada a teto pelo horizonte basal de cinza, na estrada de Louredo para Santa Cristina (Buçaco). Os "Xistos Diabásicos" foram agrupados na "Formação de Cinza de Porto do Santa Anna" (Porto do Santa Anna Ash Formation), que segundo Mitchell (1974) inclui duas lacunas estratigráficas que antecedem os níveis de cinzas. Este autor revelou ainda não ter encontrado evidências de lavas em almofada, sugerindo que os doleritos desta unidade são intrusivos. Mitchell (1974) considerou ainda a Formação Louredo como pertencente ao "Llandeilo médio" (topo do Ordovícico Médio), correlacionando-a com a Formação Libeň da Boémia. Esta atribuição terá resultado de um equívoco na interpretação das escalas cronostratigráficas, uma vez que a Formação Libeň é de idade Caradoc (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) segundo a escala britânica utilizada por Mitchell, 1974. A "Formação de Cinza de Porto do Santa Anna" (atual Formação Porto de Santa Anna) foi atribuída pelo autor ao "Caradoc médio", defendendo assim uma idade mais antiga do que o "Ashgiliano" proposto por Thadeu (1947) e Costa (1950).

Na mesma época, Henry & Thadeu (1971), Henry *et al.* (1974) e Henry *et al.* (1976) estudaram em detalhe a "Formação de Cácemes" e o nível oolítico basal da Formação Louredo. No trabalho de Henry *et al.* (1974), um horizonte a 40 m do topo da "Formação de Cácemes" (atualmente incluído na Formação Cabril) foi posicionado no "Llandeilo inferior" (ainda Ordovícico Médio) e os últimos metros desta unidade (atualmente incluídos na Formação Carregueira) foram datados como "Caradoc" basal (já Ordovícico Superior). Desta forma, sugeriram a existência de uma lacuna estratigráfica para o "Llandeilo" médio e/ou superior, ou, a estarem representados, que os depósitos dessa idade estariam muito condensados. A ausência do trinuclídeo *Marrolithus bureaui* (espécie erroneamente reportada por Delgado, 1908 e por autores posteriores com base em espécimes de *Deanaspis seunesi*) que, na Península de Crozon (Bretanha), define o limite "Llandeilo/Caradoc", impossibilitou estes autores de situar com precisão a passagem Ordovícico Médio/Ordovícico Superior na sequência do Buçaco. No entanto, estando este limite situado no intervalo entre os dois horizontes datados (40m do topo e topo da formação), o topo dos "Xistos com *Homalonotus Oehlerti*" de Delgado (1908) pertencerá já à última série Ordovícica, contrariamente ao até

então defendido (atual Formação Carregueira). A associação de microfósseis do nível oolítico basal da Formação Louredo é, segundo Henry & Thadeu (1971), a mesma que a dos níveis litologicamente idênticos de Veryac'h e Kerglintin da Península de Crozon, tendo estes autores atribuído por correlação uma idade "Caradoc inferior" ao banco oolítico do Buçaco (atual Camada Favaçal) bem como à Formação Louredo. Admitem, sem dúvida, que as sequências ordovícicas do Sinclinal de Buçaco e as do Sinclinal Médio Armoricano foram depositadas no contexto de uma mesma província paleogeográfica no Ordovícico, designada na Bretanha por Domínio Norte, correlacionando a "Formação de Cácemes" com a Formação Postlonnec, a Formação Louredo com a Formação Kermeur e a Formação Porto de Santa Anna com a Formação Rosan. Estas regiões (Buçaco e Domínio norte em França) estariam em parte individualizadas de um outro, onde se incluem as regiões de Valongo e a zona sul-Armoricana, justificando as diferenças fossilíferas e de ambientes de sedimentação entre ambos durante o Ordovícico.

O trabalho de Elaouad-Debbaj (1978) aprimorou a datação da base da Formação Louredo, com base em acritarcos, atribuindo-a aos andares regionais das Ilhas Britânicas "Costoniano terminal-Harnagiano basal" (que se correspondem essencialmente à parte inferior do Berouniano da escala regional mediterrânica). No ano seguinte, Paris (1979), através do estudo de fósseis de quitinozoários, reconheceu materiais do topo da "Formação de Cácemes" remobilizados nos nódulos do banco clorítico basal (ferrólito) da Formação Louredo. A parte superior da primeira unidade (atualmente incluída na Formação Carregueira) corresponderia assim a uma sequência condensada com um episódio de possível emersão e dessecação que antecede o depósito do nível oolítico de Louredo (atual Camada Favaçal). Com os novos dados, o autor sugeriu uma idade "Harnagiano/Soudleyano-Actoniano/Onniano" para a Formação Louredo (essencialmente Berouniano médio a superior da escala regional mediterrânica). Nesse mesmo trabalho estudou também as associações fossilíferas do banco clorítico (ferrólito) da Formação Porto de Santa Anna, indicando uma génese semelhante ao nível de Louredo, com uma lacuna estratigráfica que abarca parte importante do "Onniano" e, eventualmente, base do "Pusgiliano" (a quase totalidade do Berouniano superior da escala regional mediterrânica), considerando esta formação "Ashgill" basal (topo do Berouniano superior). Posteriormente, Paris (1981) definiu várias biozonas de quitinozoários para a sequência do Ordovícico Superior do Buçaco, permitindo correlação com as sequências escandinavas e boémias e, em menor grau, com as das Ilhas Britânicas.

Num trabalho estratigráfico que incluiu toda a sequência ordovícica superior da ZCI de Portugal central, Young (1985) efetuou revisão profunda da estratigrafia das sequências desta idade do Buçaco, promovendo a "Formação Cácemes" a Grupo Cácemes, integrando (de muro a teto) as formações Fonte da Horta, Cabril e Carregueira. A marcada variação litológica entre estas unidades esteve na base desta decisão. Nesse trabalho referiu ter efetuado cartografia de pormenor de alguns setores da região, no entanto não a incluiu na sua tese nem a publicou posteriormente. Destas formações, Carregueira corresponde ao troço superior, de idade "Caradoc", da antiga "Formação Cácemes", sendo assim esta a mais antiga formação litostratigráfica do Ordovícico Superior na região de Portugal central. O trabalho de Young (1988) formalizou ainda mais três grupos: Sanguinheira, Venda Nova e Rio Ceira. No primeiro grupo incluiu a Formação Louredo, equivalente à homónima já definida anteriormente por Mitchell (1974). Distinguiu três membros areníticos desta formação para o

Sinclinal de Buçaco – Vale Saido, Zuvinhal e Galhano –, além da camada oolítica basal que denominou Camada Favaçal. No Grupo Venda Nova incluiu as formações Porto de Santa Anna e Ferradosa (a primeira renomeada após a "Formação de Cinza de Porto do Santa Anna" de Mitchell, 1974). No trabalho de Young (1985), esta última formação foi estabelecida para incluir os carbonatos aflorantes na zona sul do Sinclinal de Buçaco, embora considere as formações lateralmente equivalentes, tal como Delgado (1908) interpretara. A primeira formação contém um único membro, Leira Má, e a segunda dois (de muro a teto): Poiares (margas descalcificadas) e Riba de Cima (dolomitos). Nesse trabalho foram ainda documentadas lavas em almofada e tufos, corroborando a opinião pioneira de Delgado (1908). Este conjunto foi datado como pertencente ao "Caradoc superior-Ashgill". O Grupo Rio Ceira, correspondente a uma sequência clástica regressiva, inclui as formações Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira, tendo o autor atribuído-lhes uma idade "Rawtheiano-Hirnantiano inferior". Por fim, Young (1985) definiu a Formação Casal Carvalhal, equivalente à parte inferior das "Couches culminantes" de Delgado (1908). Comparou-a aos "pelitos com fragmentos" de França, relacionados com a grande glaciação fini-ordovícica, sugerindo uma idade hirnantiana. Posteriormente, os trabalhos de Young (1989, 1992) analisaram detalhadamente os ferrólitos base da Formação Louredo e da Formação Porto de Santa Anna. Estes níveis, com uma extensão geográfica apreciável, apresentam fortes similaridades entre si e são interpretados como superfícies de máxima inundação, podendo correlacionar-se com outros níveis do domínio peri-Gondwânico de alta latitude.

O trabalho de Gutiérrez-Marco *et al*. (1990), analisando as sequências ordovícicas da Península Ibérica, sugere que a Camada Favaçal deverá coincidir com a discordância sárdica s.s., um hiato datado do "Harnagiano-Soudleyano" (Berouniano inferior-médio da escala regional mediterrânica, ca. Sa2 de Bergström *et al*., 2009). Estes autores admitem que a Formação Ferradosa corresponde ao primeiro episódio carbonatado pós-Câmbrico da ZCI conhecido e referem a presença de uma associação afim à da Fauna de *Hirnantia* na Formação Ribeira do Braçal, subjacente à formação glacio-marinha Casal Carvalhal. O trabalho de Oliveira *et al*. (1992) apresenta uma síntese completa do Ordovícico da ZCI, na qual incluem colunas estratigráficas de diferentes setores do Sinclinal de Buçaco.

No que respeita especificamente à Formação Porto de Santa Anna, Ribeiro & Palácios (1993) estudaram as características do vulcanismo, mas apenas lograram associá-lo a modelos distensivos, com uma geoquímica semelhante à dos basaltos toleíticos. Posteriormente Ribeiro *et al.* (2010) referiram uma correspondência geoquímica com toleítos continentais com alguma contaminação crustal.

Os estudos de microfósseis dos níveis do Ordovícico Superior do Buçaco permitiram detalhar, corroborar ou corrigir datações. Neste sentido, Sarmiento *et al.* (2001) estudaram as associações de conodontes do Membro Poiares da Formação Ferradosa, atribuindo-o à Biozona de Conodontes *Amorphognathus ordovicicus* e sugerindo assim que este membro poderá ser Kralodvoriano e não Berouniano superior, como sugeriu Young (1985) anteriormente. Este último autor considerou que o nível de ferro oolítico basal da Formação Porto de Santa Anna estaria também presente na base do Membro Poiares e que a associação fossilífera deste último seria coeva da do Membro Leira Má (Berouniano superior). Lopes *et al.* (2011) estudaram a palinostratigrafia no Grupo Rio Ceira na sua secção tipo, detalhando uma idade hirnantiana média a superior para a Formação Ribeira do Braçal. Deste modo, é

colocada em evidência uma lacuna estratigráfica entre as formações Porto de Santa Anna e Ribeira do Braçal que inclui a metade inferior do andar Hirnantiano.

Soares *et al*. (2007) publicaram a cartografia à escala 1:50.000 da região de Coimbra-Lousã, que inclui o limite sul do Sinclinal de Buçaco em Vila Nova do Ceira. Nessa publicação a quase totalidade do Grupo Cácemes foi considerada indiferenciável cartograficamente àquela escala. Do mesmo modo, a Formação Porto de Santa Anna e as formações do Grupo Rio Ceira não são diferenciadas cartograficamente naquela região. Como Young (1985, 1988) sugeriu, Soares *et al*. (2007) também não excluíram a possibilidade do topo da Formação Casal Carvalhal ser já de idade silúrica.

Em trabalho de síntese, Sá *et al*. (2011) resumiram a biostratigrafia das sequências ordovícicas do Sinclinal de Buçaco, tendo indicado, presumivelmente por lapso, a presença de *Marrolithus bureaui* na Formação Cabril, facto que os levou a atribuir esta formação à sub-biozona de trilobites com o mesmo nome e, por conseguinte, à base do andar global Sandbiano (Ordovícico Superior). Como apenas o último terço do Dobrotiviano corresponde já ao Sanbdiano (Gutiérrez-Marco *et al*., 2002; Bergström *et al*, 2009), quer o topo da Formação Fonte da Horta quer a totalidade da Formação Cabril pertencem ainda ao Darriwiliano, e, por conseguinte, ao Ordovícico Médio e não ao Ordovícico Superior.

Estado da Arte e novos dados. Embora a sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco tenha sido estudada em detalhe, permanecem diversas dúvidas quer ao nível da correlação cronostratigráfica quer ao nível da arquitetura de algumas unidades. Diversos trabalhos em curso nesta região, conduzidos pelos autores desta revisão, pretendem esclarecer estas problemáticas (e.g. Colmenar *et al.*, 2015, 2016a, 2016b, submetido; Pereira *et al*., 2016). A revisão da cartografia geológica iniciada por Tim Young na década de 1980 foi agora retomada, pretendendo-se a sua conclusão brevemente. Este trabalho permitirá esclarecer as relações estratigráficas entre o setor norte e o setor sul do Sinclinal de Buçaco (sobretudo entre as formações Porto de Santa Anna e Ferradosa) e entre a sequência do flanco ocidental e oriental. O estudo detalhado das associações de braquiópodes e de trilobites da Formação Porto de Santa Anna permitiu esclarecer a idade desta unidade. A sua parte inferior, o Membro Leira Má, é atribuído ao Berouniano superior (Pereira *et al.*, 2016). No topo desta formação, foi identificada uma associação representativa da Fauna de *Foliomena*, que caracteriza o Kralodvoriano superior no domínio peri-Gondwânico de alta latitude (Colmenar *et al.*, 2016b). O estudo de novas jazidas fossilíferas da Formação Ferradosa sugere que o Membro Poiares é, parcialmente, mais recente que o Membro Leira Má, sendo a sua parte superior atribuível ao Kralodvoriano inferior (*sensu* Colmenar *et al.*, submetido), e permitiu reconhecer associações fossilíferas típicas do Kralodvoriano superior do Membro Riba de Cima, com numerosos taxa a serem documentados pela primeira vez em Portugal (Colmenar *et al.*, 2015, submetido; neste trabalho). Também o estudo das associações fossilíferas da Formação Ribeira do Braçal (Colmenar *et al.*, 2016a) permitiu identificar pela primeira vez a Fauna de *Hirnantia* em Portugal. A nível paleontológico, as trilobites da sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco possuem agora estudos sistemáticos aprofundados (neste trabalho) e as associações de braquiópodes do Berouniano superior ao Hirnantiano são conhecidas em detalhe (Colmenar *et al.*, 2014; Colmenar *et al.*, submetido).

Tabela 2.2. Correlação entre as diferentes unidades individualizadas formal e informalmente nos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal do Buçaco.

Ribeiro (1850)	Ribeiro (1853a)	Ribeiro (1853b)	Delgado (1897)	Delgado (1908)	Costa (1931)	Costa (1950)	Mitchell (1974)	Henry et al. (1974)	Romano (1982)	Young (1985; 1988)	Oliveira et al. (1992)	Soares et al. (2007); neste trabalho
				Schistes culminants (*pro parte*)	Quartzitos e xistos com crinóides e Nereites (*pro parte*)	Camadas superiores (*pro parte*)				Casal Carvalhal Formation	Formação de Casal Carvalhal	Formação de Casal Carvalhal
Devónico	Formação dos fossilíferos primarios	Middle Division (Lower Silurian)	Schistos impuros diabasicos							Ribeira Cimeira Formation	Formação de Ribeira Cimeira	Formação de Ribeira Cimeira
				Diabase et calcaire	Diábases	Diabase				Ribeira do Braçal Formation	Formação Ribeira do Braçal	Formação Ribeira do Braçal
					Calcáreos com polipeiros e D. Dujardini e Xistos argilosos, micáceos e diabásicos …	Calcários				Porto de Santa Anna Formation / Ferradosa Formation	Formação de Porto de Santa Anna / Formação Ferradosa	Formação de Porto de Santa Anna / Formação Ferradosa
						Xistos diabásicos	Porto do Santa Anna Ash Formation	Formation de Porto do Santa-Anna	Porto do Santa Anna Formation			
Terreno fossilífero primário		Lowest Division (Lower Silurian)	Schistos de Dalmanites Dujardini	Schistes à Dalmanites Dujardini	Grés com Trinucleus Bureaui e Dalmania Dujardini	Schistos de Dalmanites dujardini	Louredo Formation	Formation de Louredo	Louredo Formation	Louredo Formation	Formação de Louredo	Formação de Louredo
			Grés de Loredo	Grès de Loredo		Grés de Loredo						
			Schistos de Homalonotus rarus (*pro parte*)	Schistes à Homalonotus Oehlerti (parte)	Xistos e grauvaques com Acidaspis, Calymene (*pro parte*)	Camadas com Homalonotus oehlerti (*pro parte*)	Cacemes Formation (*pro parte*)	Formation de Cacemes (*pro parte*)	Cacemes Formation (*pro parte*)	Carregueira Formation	Formação de Carregueira	Formação de Carregueira

Porém, os restantes grupos de macrofósseis necessitam de profunda revisão (e.g. equinodermes, Jacinto *et al.*, 2015) ou permanecem por estudar (e.g. briozoários, cefalópodes, gastrópodes).

O conhecimento estratigráfico atual da sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco e a sua correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais atualmente em uso das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela. A correlação entre as unidades estabelecidas para esta região pelos diferentes autores ao longo do tempo está apresentada na Tab. 2.2.

2.2.3.2. Sinclinal de Fajão-Moradal

Antecedentes estratigráficos: história e análise. Incluem-se sob esta designação as sequências ordovícicas do Sinclinal de Fajão-Moradal, macroestrutura que se situa entre os sinclinais do Buçaco (a noroeste) e de Vila Velha de Rodão (a sudeste; Fig. 2.8).

O trabalho de Thadeu (1951) marcou o início do estudo do Sinclinal de Fajão-Moradal. Nessa publicação foram diferenciadas informalmente seis unidades litostratigráficas de idade ordovícica, das quais duas foram atribuídas, embora com algumas reservas, ao "Caradociano" (de muro a teto): "Xistos argilo-gresosos" e *"*grés e Dolerito?". O estudo petrográfico dos supostos níveis doleríticos sugeriu tratarem-se de xistos muito metamorfizados. No entanto, vestígios de metamorfismo de contacto nas rochas envolventes e a ocorrência de disjunção

esferoidal em alguns níveis justificaram para o referido autor a possibilidade desta unidade corresponder a uma emissão dolerítica semelhante à registada no Sinclinal de Buçaco. Sabe-se hoje (Metodiev *et al.*, 2010) que os níveis de disjunção esferoidal referidos correspondem já a uma unidade distinta de diamictitos glacio-marinhos (atual Formação Casal Carvalhal).

Posteriormente, Perdigão (1971) estudou as sequências ordovícicas do Sinclinal de Fajão-Moradal, propondo uma litostratigrafia informal. Dividiu a sequência em oito unidades, atribuindo as três últimas ao Ordovícico Superior: "6, Grés e quartzitos, claros, em bancadas"; "7, Grés fino, negro, com disjunção esferoidal"; e "8, Rocha brechóide e rara brecha ferruginosa, sempre com pouca espessura". Posiciona estas três unidades no "Caradociano", baseando-se no escasso conteúdo fossilífero existente e na correlação estratigráfica com sequências de estruturas geológicas limítrofes (sinclinais do Buçaco e Amêndoa-Carvoeiro). Referiu ainda a possibilidade da unidade 7 corresponder não a um grés mas a uma rocha eruptiva alterada, como sugerira Thadeu (1951), mas admitiu não ter dados suficientes para o comprovar.

Posteriormente, Teixeira (1981), em monografia que resume os dados dos trabalhos de Thadeu (1951) e Perdigão (1971), considerou que a unidade 6 do último autor deveria ser atribuída ao "Llandeiliano", pela continuidade com os xistos "llanvirnianos" subjacentes e pelo conteúdo fossilífero indicado por Perdigão (1971). Porém, Metodiev *et al.* (2010) indicam a presença de uma superfície erosiva na base dos materiais incluídos por Perdigão (1971) na unidade 6 e a associação fossilífera destes "grés e quartzitos claros" (neste trabalho), que atualmente constituem a Formação Ribeira da Laje (Berouniano superior), corrobora a opinião destes últimos autores.

O trabalho de Romano (1982a) sintetiza a escassa informação estratigráfica de Thadeu (1951) e Perdigão (1971), acrescentando contudo que os níveis de brecha têm características semelhantes aos "pelitos com fragmentos" da Bretanha, sugerindo assim pela primeira vez uma origem glacio-marinha para estes depósitos.

Durante a sua incursão na região, Young (1985) considerou a sequência do Sinclinal de Fajão semelhante à da do Buçaco, ainda que incompleta e condensada, o que não lhe permitiu diferenciar membros. Reconheceu e atribuiu a Formação Louredo ao "Caradoc", a Formação Porto de Santa Anna ao "Caradoc superior-Ashgill" e a Formação Casal Carvalhal ao Hirnantiano, por extrapolação dos dados obtidos em sequências atribuídas às mesmas formações nos sinclinais de Buçaco e Amêndoa-Carvoeiro. O reconhecimento dos níveis vulcano-sedimentares da Formação Porto de Santa Anna veio corroborar a ideia pioneira de Thadeu (1951).

No conjunto dos seus trabalhos, Young (1985, 1988, 1992) não identificou neste setor sequências atribuíveis à Formação Carregueira (posicionada na base do Ordovícico Superior nos sinclinais do Buçaco e Amêndoa-Carvoeiro, subjacente à Formação Louredo), à Camada Favaçal (base da Formação Louredo e Cabeço do Peão), nem sequer ao Grupo Rio Ceira (formações Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira), unidades representadas no Sinclinal de Buçaco.

Mais recentemente, Metodiev *et al.* (2010) retomaram o estudo da litostratigrafia do Sinclinal de Moradal-Fajão, apresentando a cartografia geológica desta estrutura na escala 1:25.000. Estes autores consideraram que a sequência ordovícica deste sinclinal se assemelha mais à sequência de Amêndoa-Carvoeiro do que à do Buçaco, pelo que adotaram os termos

formais estabelecidos para o primeiro, contrariamente ao estipulado por Young (1985) que encontrara maior semelhança com a da sequência do Buçaco. Surpreendentemente, Metodiev *et al*. (2010) não citaram os trabalhos de Young (1985, 1988), primeiro autor a formalizar a litostratigrafia da sequência do Ordovícico Superior do sinclinal de Fajão. Nesse mesmo trabalho, não esclarecem se identificaram o Membro Carregueira (datado da base do Ordovícico Superior) no seio da Formação Ribeira do Casalinho (Young, 1985 considerou-o ausente). Não obstante, consideraram esta formação cartograficamente indiferenciável da subjacente Formação Fonte da Horta, incluindo todo o conjunto litoestratigráfico no Ordovícico Médio. Também não indicaram a presença da Camada Favaçal, mas referem uma superfície erosiva a topo da Formação Ribeira do Casalinho. Diferenciaram assim quatro formações para o Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal: Cabeço do Peão, Ribeira da Laje (pela primeira vez reconhecida na região), "Santa Luzia" e Casal Carvalhal. A "Formação de Santa Luzia", que inclui os depósitos vulcano-sedimentares desta região, foi pela primeira vez reconhecida, ainda que não tenha sido formalizada. Contudo, este facto vem multiplicar desnecessariamente as unidades estratigráficas da região de Portugal central, já formalizadas desde o trabalho de Young (1988; Formação Porto de Santa Anna). Embora Metodiev *et al.* (2010) não tenham tecido nenhum comentário nesse sentido, a cartografia efetuada colocou em evidência uma incoerência de idade face a trabalhos anteriores e posteriores dos mesmos autores (e.g. Romão, 2000; Romão, 2006; Romão *et al*., 2013). O reconhecimento da Formação Ribeira da Laje sob os níveis vulcano-sedimentares da Formação Porto de Santa Anna ("Formação de Santa Luzia" *sensu* Metodiev *et al.*, 2010, do Berouniano superior-Kralodvoriano (e.g., Thadeu, 1947; Henry *et al.*, 1974; Young, 1985; Young, 1988, 1992), implica que a Formação Ribeira da Laje tenha uma idade quando muito berouniana superior, entrando em contradição com a idade hirnantiana ou "rawtheiana" (topo do Katiano) avançada para esta unidade por Young (1985, 1988), Romão (2000, 2006) e Romão *et al*. (2013). Recentemente, diversos estudos biostratigráficos da Formação Ribeira da Laje noutros setores indicam que esta formação tem efetivamente idade berouniana (Vaz, 2010; Vaz *et al*., 2010; Colmenar *et al.*, 2013 e Pereira *et al.*, 2014b).

Refira-se ainda que Metodiev *et al.* (2010) descreveram a ocorrência de disjunção esferoidal nos diamictitos da Formação Casal Carvalhal, comum destes depósitos noutros setores e interpretada por Thadeu (1951) como alteração de rochas vulcânicas. Indicaram também a ocorrência de um hiato erosivo no topo desta formação, no contacto com a sobrejacente Formação Vale da Ursa, "coincidente" com o limite Ordovícico-Silúrico (contrariando a continuidade entre estas unidades na ZCI, considerada, e.g., por Robardet & Gutiérrez-Marco, 2002).

Estado da Arte e novos dados. Uma análise preliminar efetuada no âmbito deste trabalho permitiu reconhecer no Sinclinal de Fajão-Moradal uma sequência berouniana média a superior muito semelhante à do flanco norte do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Por este motivo, Metodiev *et al.* (2010) reconheceram as formações Cabeço do Peão e Ribeira da Laje nesta estrutura. Porém, o caracter sobretudo arenítico desta sequência, leva-nos a optar pela proposta de Young (1985) que reconheceu a Formação Louredo no Sinclinal de Fajão-Moradal. Na Formação Ribeira da Laje, foi recolhida uma nova associação fossilífera, dominada pelo braquiópode *Drabovia* e com raras trilobites (*Calymenella* cf. *bayani* e

Plaesiacomia robardeti n. sp.). Estes taxa caracterizam as associações fossilíferas de baixa profundidade do Berouniano superior da Iberoarmórica (e.g. "Cuarcitas com *Calymenella*" da secção de Valencia de Alcántara, Villas, 2002). No que diz respeito à sequência vulcano-sedimentar atribuída à formação "Santa Luzia" por Metodiev *et al.* (2010), as características litológicas e posição estratigráfica corroboram a opinião original de Young (1985, 1988), pelo que propomos que seja enquadrada na Formação Porto de Santa Anna. Adicionalmente, um novo afloramento da Formação Porto de Santa Anna descoberto no Sinclinal de Buçaco (Galhano) permitiu reconhecer a estrutura original desta unidade, correspondendo a uma brecha vulcânica azulada e resistente, litologicamente muito semelhante aos materiais do Sinclinal de Fajão-Moradal.

Embora o conhecimento da sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal tenha sido significativamente incrementado pelo trabalho de Metodiev *et al.* (2010), estes autores focaram-se sobretudo nos padrões estruturais com o intuito de compreender a evolução geodinâmica varisca desta macroestrutura. A sequência deste sinclinal é a única conhecida a preservar a Formação Ribeira da Laje (Berouniano superior) e a Formação Porto de Santa Anna (topo do Berouniano superior-Kralodvoriano). No Sinclinal de Buçaco, a Formação Porto de Santa Anna assenta discordante sobre os materiais da Formação Louredo, reconhecendo-se uma lacuna estratigráfica que inclui a maioria do Berouniano superior (ca. Ka2, fatia temporal durante a qual se depositou noutras regiões a Formação Ribeira da Laje). O estudo estratigráfico de detalhe da sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal poderá assim permitir uma maior compreensão do contexto paleotopográfico que condicionou o depósito da Formação Porto de Santa Anna, apenas reconhecida nas regiões de Buçaco e Fajão-Moradal, e a lacuna estratigráfica que o antecede na sequência do Sinclinal de Buçaco.

O enquadramento litostratigráfico atual da sequência ordovícica superior da região do Sinclinal de Fajão-Moradal e sua correlação com sequências da mesma idade noutras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região é dada na Tab. 2.3.

Tabela 2.3. Correlação entre as diferentes unidades individualizadas formal e informalmente nos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal.

<table>
<tr><th>Thadeu (1951)</th><th>Perdigão (1971)</th><th>Young (1985, 1988)</th><th>Metodiev et al. (2010)</th><th>Neste trabalho</th></tr>
<tr><td></td><td>Rocha brechóide e rara brecha ferruginosa</td><td rowspan="2">Casal Carvalhal Formation</td><td>Formação de Casal Carvalhal</td><td rowspan="2">Formação de Casal Carvalhal</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Dolerito?</td><td rowspan="2">Grés fino, negro, com disjunção esferoidal</td><td rowspan="2">Porto de Santa Anna Formation</td><td rowspan="2">Formação de Santa Luzia</td></tr>
<tr><td>Formação Porto de Santa Anna</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Xistos argiloso-gresosos e grés</td><td rowspan="3">Grés e quartzitos, claros, em bancadas</td><td rowspan="3">Louredo Formation</td><td>Formação Ribeira da Laje</td><td>Formação Ribeira da Laje</td></tr>
<tr><td rowspan="2">Formação de Cabeço do Peão</td><td rowspan="2">Formação Louredo</td></tr>
<tr><td></td></tr>
</table>

2.2.3.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro

Antecedentes estratigráficos: história e análise. O Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro é uma macroestrutura curvilínea que se estende desde a região de Figueiró dos Vinhos a Mação.

Os primeiros dados sobre as sequências do Ordovícico do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro foram publicados por Delgado (1908). Incluindo-as nos afloramentos da "Bacia Hidrográfica do Tejo", Delgado (1908) considerou-as as mais importantes da região da Beira para este sistema e para o Sistema Silúrico. Admitiu então que o seu conhecimento era muito limitado, principalmente quando comparado com o da região do Buçaco. Contudo, obteve dados suficientes para verificar fortes semelhanças com os depósitos daquela região, sugerindo inclusive que este sinclinal seria um prolongamento do Sinclinal de Buçaco para sudeste, embora as espessuras dos depósitos fossem muito inferiores, os níveis diabásicos estivessem ausentes e os "Grés de Loredo", a existirem, estivessem muito pouco expressos. Assim, Delgado (1908) estabeleceu seis unidades para a sequência ordovícica da região de Amêndoa: "Quartzites à *Scolithus*", "Quartzites à Bilobites", "Schistes à *Didymograptus*", "Schistos de *Homalonotus Oehlerti*", "Schistes à *Orthis Berthoisi*" e "Quartzites et schistes culminantes". Considerou como Ordovícico Superior as duas últimas unidades, que apresentariam nesta região uma espessura total de 317 metros. Delgado (1908) apresentou ainda a descrição de dois cortes principais abrangendo níveis ordovícicos*:* "Corte do Bando dos Santos ao Pico do Ar" (Delgado, 1908, est. V, perfil nº 6; Fig. 5.10; Anexo 1, p. 141), e o "Corte da Aldeia de Eiras ao Roballo" (op. cit., est. I, perfil nº 7; Fig. 5.10; Anexo 1, p. 182). Incluiu uma listagem exaustiva do conteúdo fossilífero desses níveis, identificando como conteúdo paleontológico dos "Quartzites et schistes culminantes" um único icnofóssil (*Myrianites* sp.).

Posteriormente, Costa (1931b) reviu os dados de Delgado (1908), constatando uma vez mais a grande semelhança entre as sequências de Amêndoa e Buçaco. Considerou os "Quartzitos e xistos culminantes" como tendo já idade "valentiana" (Silúrico Inferior) e, introduzindo termos cronostratigráficos da escala regional britânica, atribui os "Xistos com *Orthis Berthoisi*" ao "Caradociano s.lat.".

Foi Cooper (1980) quem estudou pela primeira vez as sequências ordovícicas da região de Dornes. Nesse trabalho apresentou a litostratigrafia da região, estabelecendo uma única formação de idade ordovícicia média a superior – "Formação Monte do Carvalhal", cuja base atribuiu ao "Llandeilo médio" e o topo, possivelmente, à Série "Ashgill" da escala regional britânica. Distinguiu três membros para esta formação, dois dos quais atribuiu à última série ordovícica da escala global (Ordovícico Superior): "Serra do Cadaveira" e "Serra do Amial". Descreveu ainda as secções que considerou mais completas, numerando e descrevendo as diferentes subunidades que distinguiu, sugerindo a denominação de "Bryozoa beds" para um nível fossilífero do "Caradoc inferior", também reconhecido em Mação (atual Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão). Correlacionou a sequência ordovícica da região de Dornes com a do Sinclinal de Buçaco, considerando que a "Formação Monte da Sombadeira", datada como "Llandeilo" em Dornes, é diacrónica e varia lateralmente para a Formação Louredo do "Caradoc" do Buçaco (interpretação que não é aceite atualmente). O "Membro Serra do Cadaveira" foi correlacionado com o nível de cinza basal da "Formação de Cinza de Porto do Santa Anna" de Mitchell (1974) (interpretação também não aceite atualmente). A correlação com as sequências do setor de Amêndoa/Mação (prolongamento

para leste da estrutura sinclinal em que está inserido o setor de Dornes) é quase direta, embora a ausência de uma litostratigrafia formal nestas regiões não lhe tenha permitido pormenorizá-la. O seu trabalho incluiu ainda a cartografia da região de Dornes à escala 1:25.000, única de detalhe deste setor até à atualidade (mapa 1; Fig. 2.13).

O trabalho de Romano (1982a) veio sintetizar o conhecimento da estratigrafia do Ordovícico do complexo Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, mantendo ainda para a secção de Amêndoa/Mação as unidades estabelecidas por Delgado (1908). Para a região de Dornes, Romano (1982a) seguiu a litostratigrafia proposta por Cooper (1980) embora, contrariamente ao defendido por este último autor, tenha considerado a Formação Vale da Ursa (de idade silúrica segundo Cooper, 1980) como pertencente ao "Ashgill" (Ordovícico Superior).

Durante a realização do seu trabalho de doutoramento, Young (1985) estabeleceu a litostratigrafia das sequências do Ordovícico Superior do setor de Amêndoa/Mação, que formalizou três anos depois (Young, 1988), tendo-a homogeneizado com a proposta de Cooper (1980) para Dornes, dado estas regiões estarem inseridas na mesma estrutura geológica (sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro). Nesse sentido, dividiu a "Formação Monte do Carvalhal" de Cooper (1980) em seis formações distintas e formais (de muro a teto): Fonte da Horta, Cabril, Carregueira, Cabeço do Peão, Ribeira da Laje e Casal Carvalhal. As três primeiras correspondem aos "Schistes à *Homalonotus Oehlerti*" de Delgado (1908) e as três últimas aos "Schistes à *Orthis Berthoisi*" e à parte inferior das "Couches Culminantes" deste autor. A Formação Cabeço do Peão é lateralmente equivalente à Formação Louredo da região do Buçaco (e não à Formação Monte da Sombadeira, como sugerido por Cooper, 1980) e juntas constituem o Grupo Sanguinheira. Young (1985) indicou como base do Ordovícico Superior na sequência de Mação a base da Camada Favaçal (como considerara na região do Buçaco) e definiu um novo membro – Queixopêrra – para incluir os materiais descritos como "Bryozoa beds" por Cooper (1980). Embora tenha elegido um novo estratótipo, manteve o Membro Serra do Cadaveira de Cooper (1980) para distinguir os arenitos ferruginosos na parte superior da Formação Cabeço do Peão. O Grupo Rio Ceira (estabelecido na região do Buçaco) foi considerado representado no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro pela Formação Ribeira da Laje, tendo Young (1985, 1988) mantido o membro quartzítico "Serra do Amial" de Cooper (1980), que atribuiu inteiramente ao "Ashgill". Por fim, Young (1985) estabeleceu na sequência deste sinclinal a Formação Casal Carvalhal para incluir os níveis diamictíticos sobre a Formação Ribeira da Laje, unidade também identificada na sequência do Buçaco e atribuída ao Hirnantiano.

O trabalho de Romão & Oliveira (1997) apresentou a geoquímica dos diamictitos glacio-marinhos da Formação Casal Carvalhal (que os autores incluíram no Grupo Rio Ceira), avançando a hipótese de terem sido gerados numa zona de transição entre o campo dos sedimentos glaciogénicos continentais e glaciogénicos marinhos, facto justificado pelos elevados teores em ferro e manganês com presença de águas superficiais próximas do continente Gondwana.

Mais tarde, Romão (2000) reviu exaustivamente a litostratigrafia de Young (1985, 1988), introduzindo algumas alterações. A destruição parcial da secção-tipo da Formação Carregueira e a problemática da sua representação à escala 1:25.000 conduziram Romão (2000) a reuni-la na Formação Ribeira do Casalinho, juntamente com a infrajacente Formação Cabril, , mantendo as designações de Young (1985, Cabril e Carregueira) para designar dois

membros para essa formação. Identificou ainda um nível conglomerático fosfatado com clastos remobilizados na base do Membro Carregueira, que seria indicador de um hiato estratigráfico entre este membro e o Membro Cabril, cujo significado estratigráfico não foi possível determinar. Romão (2000), baseando-se nos dados paleontológicos de Young (1985), considerou que a trilobite *Crozonaspis chauveli* está representada no Membro Cabril, quando na verdade esta espécie tem o seu primeiro aparecimento na base do Membro Carregueira, mais acima. Este lapso levou-o a posicionar o Membro Cabril já no Ordovícico Superior quando na verdade o Membro Carregueira, ausente em algumas secções do Sinclinal Amêndoa-Carvoeiro, é a unidade mais antiga desta Série nas sequências ordovícicas de Portugal central, datando do Berouniano inferior. Refira-se que Romão (2000) estabeleceu ainda uma nova unidade estratigráfica – "membro Aziral" – para os níveis localizados entre os membros Queixoperra e Serra da Cavadeira, ao qual atribuiu uma idade "Viniciano-Zahoraniano" (unidades regionais informais da Boémia de idade essencialmente Berouniano médio-superior). Por fim, o mesmo autor constrangiu a datação da Formação Ribeira da Laje, atribuindo-a ao "Rawtheiano" (andar da escala regional britânica que se corresponde com a base do Hirnantiano).

Posteriormente, na Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000, folha 28-A (Mação), e na respectiva notícia explicativa, Romão (2006) não acrescentou dados estratigráficos inéditos face ao estabelecido no trabalho prévio de Romão (2000), mas formalizou em publicação a proposta litostratigráfica da sua tese de doutoramento (Romão, 2000).

Os estudos biostratigráficos baseados em quitinozoários de Vaz (2010) e Vaz *et al.* (2010) sugeriram pela primeira vez uma idade Katiano inferior a médio (Berouniano médio a superior da escala regional mediterrânica) para a Formação Ribeira da Laje. Esta nova datação é significativamente mais antiga que a avançada por Young (1985, 1988) e Romão

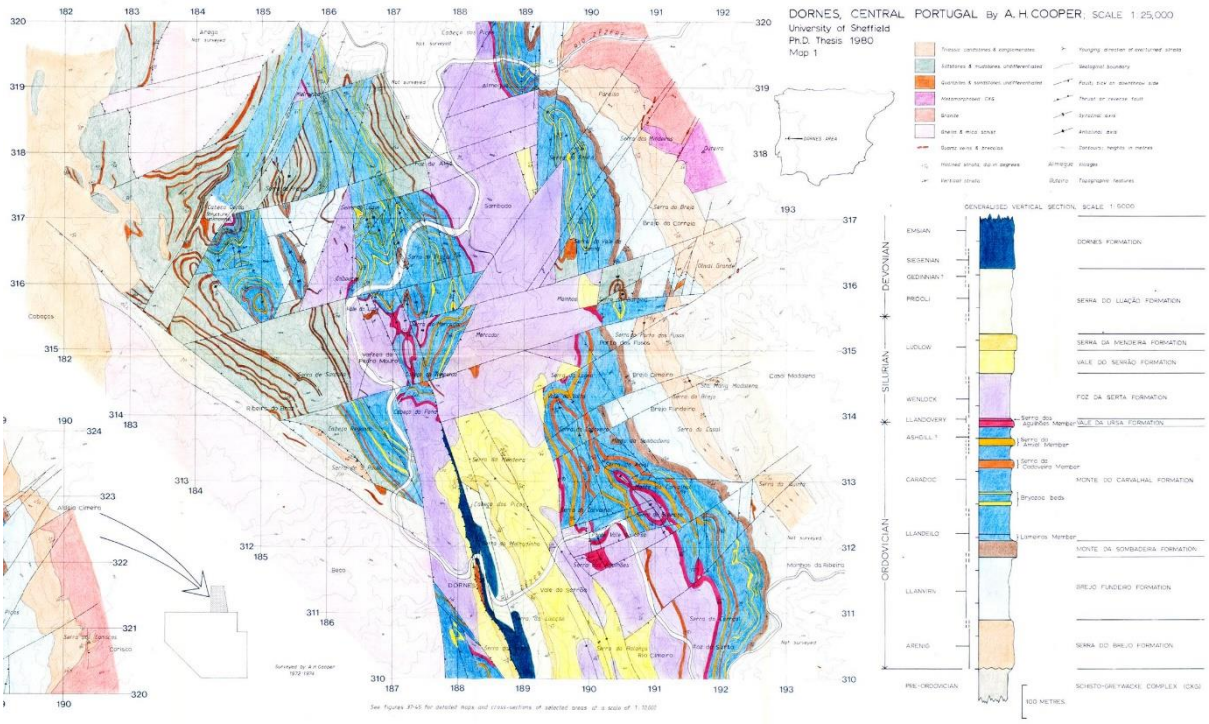


Figura 2.13. Mapa geológico do setor de Dornes do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro de Cooper (1980, mapa 1).

(2000, 2006). Desta forma, a correlação e/ou a sincronia consideradas entre esta formação e as formações Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira do Grupo Rio Ceira do Buçaco, de idade claramente hirnantiana média a superior (Young, 1985; Romão, 2000; Lopes *et al.*, 2011), são colocadas em causa. Posteriormente, os trabalhos paleontológicos de Colmenar *et al.* (2013) e Pereira *et al*. (2014b) corroboraram a idade sugerida por Vaz (2010) para a Formação Ribeira da Laje. Importa, contudo, ter em atenção que os níveis descritos como pertencentes ao Membro Queixopêrra por Colmenar *et al.* (2013) correspondem, na verdade, à metade inferior da Formação Ribeira da Lage.

Recentemente, Romão *et al.* (2013) referiram a existência na região de Milreu (Vila de Rei) de níveis centimétricos a decimétricos de rochas subvulcânicas estratiformes, intercaladas nos primeiros estratos da base da Formação Cabeço do Peão, que os autores relacionaram com um episódio distensivo datado do início do Sandbiano (embora a Formação Cabeço do Peão se posicione no topo e não na base do Sandbiano). A ocorrência destes níveis vulcânicos é curiosa, uma vez que o único episódio vulcânico anteriormente reconhecido na ZCI para o Ordovícico Superior seja datado do Berouniano superior-Kralodvoriano, pelo que se esperam obter com expectativa novos dados sobre o tema. Romão *et al.* (2013) identificaram também a existência de uma clara discordância à escala macroscópica, ligeiramente angular, entre a Formação Cabeço do Peão e a infrajacente Formação Ribeira do Casalinho, justificando desta forma a ausência do Membro Carregueira em alguns setores.

Estado da Arte e novos dados. As contribuições de Romão (2000, 2006) permitiram incrementar significativamente o conhecimento da sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Contudo, a recente correção do enquadramento cronostratigráfico da Formação Ribeira da Laje no Berouniano Superior (Vaz, 2010; Vaz *et al.*, 2011; Pereira *et al*., 2015), anteriormente atribuída ao Kralodvoriano, tem várias implicações para os modelos deposicionais interpretados por Romão (2000), nomeadamente a alteração do posicionamento da importante lacuna estratigráfica anteriormente colocada entre as formações Cabeço do Peão e Ribeira da Laje (Young, 1985, 1988; Romão, 2000), a qual deverá existir afinal entre as formações Ribeira da Laje e Casal Carvalhal e incluirá o Kralodvoriano e a parte inferior do Hirnantiano.

Diversos setores do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro carecem de estudos estratigráficos mais detalhados, sobretudo no flanco norte deste sinclinal (região de Amêndoa). Vários cortes inéditos efetuados pelos Serviços Geológicos de Portugal durante o início do século XX, no seguimento dos trabalhos conduzidos por Nery Delgado, permanecem por estudar nas coleções do LNEG. Estes incluem sequências da Formação Ribeira da Laje, com abundante conteúdo fossilífero, muito semelhantes às conhecidas no Sinclinal de Fajão-Moradal e não reconhecidas pelos autores posteriores. Também o setor do Parautóctone de Alcaravela, apresentando características sedimentológicas e paleontológicas muito particulares, necessita de estudos de detalhe (e.g. Pereira *et al.*, 2015).

No que diz respeito à proposta de Romão (2000, 2006) de junção das formações Cabril e Carregueira (*sensu* Young, 1988) numa única Formação Ribeira do Casalinho, da qual passariam a constituir membros, propõe-se agora neste trabalho que em definitivo seja seguido o esquema litostratigráfico formal de Young (1988). Tal conclusão justifica-se pelo facto de litoestratigraficamente as formações Cabril e Carregueira serem bastante distintas. A

Formação Cabril está composta por intercalações de espessas camadas de siltitos, arenitos com estratificação hummocky e conglomerados com siltitos laminados e argilitos. A Formação Carregueira consiste em argilitos negros com nódulos de pirite. Estas unidades estão separadas por uma paraconformidade, que representa uma lacuna estratigráfica considerável (terço superior do Dobrotiviano e parte do Berouniano inferior) e pertencem a séries cronostratigráficas distintas (Ordovícico Médio e Superior, respetivamente). A limitada representação cartográfica da Formação Carregueira na maior parte dos setores do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, que motivou Romão (2000) a reuni-la com a infrajacente Formação Cabril numa única formação, não invalida que na secção-tipo eleita por Young (1985) e em outros setores mencionados por este autor, a Formação Carregueira tenha expressão cartográfica (espessura superior a 25 metros). Este é um caso típico em que a variação lateral de espessura não se deve sobrepor aos princípios consagrados no Código Internacional de Estratigrafia.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro e a correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa estão sintetizados na Tab.2.12. Nessa tabela, são utilizadas as designações formais e actualizadas das unidades litostratigráficas desta região. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.4.

Tabela 2.4. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente dos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

Delgado (1908)	Costa (1931)	Cooper (1980)	Romano (1982)		Young (1985, 1988)	Romão (2000, 2006)	Neste trabalho
		Dornes	Dornes	Amêndoa			
Quartzites et schistes culminants (*pro parte*)	Xistos com raras impressões de Nereites (*pro parte*)	Monte do Carvalhal Formation	Monte do Carvalhal Formation	"Quartzites et Schistes culminants"	Casal Carvalhal Formation	Formação de Casal Carvalhal	Formação Casal Carvalhal
Schistes à Orthis Berthoisi	Xistos com Trinucleus Bureaui, Dalmania Dujardini e polipeiros			"Schistes à Orthis Berthoisi"	Ribeira da Laje Formation	Formação de Ribeira da Laje	Formação Ribeira da Laje
					Cabeço do Peão Formation	Formação de Cabeço do Peão	Formação Cabeço do Peão
Schistes à Homalonotus Oehlerti (*pro parte*)	Xistos e grauvaques com Acidaspis, Calymene… (*pro parte*)			"Schistes à Homalonotus" (*pro parte*)	Carregueira Formation	Formação de Ribeira do Casalinho (*pro parte*)	Formação Carregueira

2.2.3.4. Sinclinal de Vila Velha de Rodão

Antecedentes estratigráficos: história e análise. Inclui-se sob esta designação a sequência ordovícica aflorante no Sinclinal de Vila Velha de Rodão. Esta estrutura varisca foi considerada por Delgado (1908) como um prolongamento da de Buçaco. Porém, este autor dedicou muito pouca atenção a esta região e não identificou quaisquer níveis datados do Ordovícico Superior na sequência ordovícica desta estrutura. Posteriormente, Costa (1931b)

considerou também que nas sequências sedimentares de Vila Velha de Rodão o Ordovícico só estaria representado até ao andar "Llandeiliano" (topo do Ordovícico Médio).

Foi Thadeu (1951) quem primeiramente ponderou a existência de níveis datados do Ordovícico Superior na região de Vila Velha de Rodão, atribuindo, ainda que com dúvidas, os seus "Xistos gresosos e grés" ao "Caradociano". As mesmas dúvidas foram mantidas por Ribeiro *et al.* (1965) que, ao cartografarem a região de Nisa, preferiram manter os níveis ordovícicos indicados por Thadeu (1951) no "Llanvirniano-Llandeiliano" e também por Teixeira (1981) que considerou, no entanto, que os leitos areníticos e quartzíticos intercalados na série xistenta poderiam corresponder já à fase regressiva do Ordovícico Superior.

Posteriormente, Young (1985) incluiu o estudo do sinclinal de Vila Velha de Rodão no seu importante trabalho estratigráfico. Não obstante, a atenção que lhe dedicou foi muito limitada. Nesse trabalho considerou como unidade de idade ordovícica mais recente representada naquele sinclinal a Formação Cabril (topo do Ordovícico Médio), excluindo a ocorrência de formações de idade ordovícica superior.

Embora a década de 2000 tenha assistido a um interesse crescente pela geologia desta região, essa atenção foi essencialmente canalizada para aspetos geomorfológicos e geopatrimoniais (e.g. Carvalho *et al*., 2006), sendo a confirmação da ocorrência de sequências de idade ordovícico superior neste sinclinal muito recente. Tal facto ficou patente no trabalho de Metodiev & Romão (2008), cujo estudo litostratigráfico do Sinclinal de Vila Velha de Rodão permitiu identificar ali, pela primeira vez, a ocorrência de formações estabelecidas por Young (1985, 1988) e Romão (2000, 2006) em Mação: Cabeço do Peão, Ribeira da Laje e Casal Carvalhal. A forma lacónica como introduziram os novos dados não permite contudo discernir se diferenciaram o Membro Carregueira no seio da Formação de Ribeira do Casalinho. Posteriormente, Metodiev *et al*. (2009) apresentaram a cartografia na escala 1:25.000 deste sinclinal, tendo considerado as formações Fonte da Horta e Ribeira do Casalinho como indiferenciáveis àquela escala, identificando a topo destas unidades uma superfície erosiva. Não identificaram, no entanto, a Camada Favaçal. Embora não tenham explicitado o Membro Carregueira, a descrição de pelitos negros no topo da Formação Ribeira do Casalinho é indiciadora da sua presença, devendo a base destes pelitos ser considerada o limite entre as unidades do Ordovícico Médio e do Superior desta região. As restantes formações datadas do Ordovícico Superior têm todas representação à escala considerada e a sua idade não é mencionada no texto, dado os autores considerarem que são isócronas com as formações homónimas da região de Mação.

Estado da Arte e novos dados. Uma análise preliminar efetuada no âmbito deste trabalho permitiu reconhecer no Sinclinal de Vila Velha de Ródão uma sequência muito semelhante à da Formação Louredo do Sinclinal de Buçaco, composta por camadas de arenitos até 0,7 metros de espessura, ocasionalmente bioturbados e apresentando estratificação hummocky, intercalados com siltitos e argilitos. Estas características litológicas têm maior afinidade com a Formação Louredo do que com a Formação Cabeço do Peão, reconhecida nesta região por Metodiev *et al.* (2009). Na base dos níveis incluídos nesta última unidade, foi recolhida uma nova associação fossilífera (Pereira *et al.*, 2015c), constituída por briozoários, trilobites (*Deanaspis* sp., *Primaspis romanoi* n. sp. e Dalmanitidae indet.), crinoides e braquiópodes. Esta é a primeira associação fossilífera reportada no Ordovícico

Superior de Vila Velha de Ródão. A forte cristalização dos níveis onde foi encontrada e a dificuldade de recolher fragmentos identificáveis, poderá justificar o facto de a maioria dos autores anteriores não ter encontrado evidências da representação do Ordovícico Superior no Sinclinal de Vila Velha de Ródão. A proposta litostratigráfica de Metodiev *et al.* (2009) para a suprajacente sequência ordovícica (formações Ribeira da Laje e Casal Carvalhal) é aqui corroborada. É ainda importante mencionar que num dos cortes mais completos da sequência ordovícica do Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Cabeço da Achada; Metodiev *et al.*, 2009), vários metros de níveis fossilíferos da Formação Fonte da Horta estão estruturalmente inseridos no seio da Formação Casal Carvalhal. Este facto poderá ter também contribuído para que até ao trabalho de Metodiev *et al.* (2009) se considerasse que a sequência ordovícica da região de Vila Velha de Ródão só estaria representada até ao Ordovícico Médio, uma vez que naquele que aparenta ser o melhor corte para a sua observação, a abundância de fósseis característicos do Dobrotiviano poderá ter induzido em erro o reconhecimento das unidades do Ordovícico Superior.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior da região de Vila Velha de Rodão e sua correlação com sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela.

2.2.3.5. Sinclinal de Penha Garcia

Antecedentes estratigráficos: história e análise. Inclui-se sob esta designação a sequência ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia.

A atenção dada por Delgado (1908) aos níveis ordovícicos de Penha Garcia foi insuficiente para compreender se os materiais que documentou incluíram ou não níveis do Ordovícico Superior naquela região. Posteriormente, Costa (1931b) considerou igualmente que o Ordovícico da região de Penha Garcia estaria representado somente até ao "Llandeiliano" e Thadeu (1951) tão-pouco encontrou dados que lhe permitissem identificar unidades datáveis do Ordovícico Superior.

Foi com o trabalho de Perdigão (1971) que se identificaram pela primeira vez níveis do Ordovícico Superior no Sinclinal de Penha Garcia. Embora o autor não tenha estabelecido uma litostratigrafia formal, individualizou e enumerou formações na sequência estratigráfica desta região, identificando três com idade ordovícica superior (de muro a teto): "6, Grés e quartzitos, acizentados e claros, em bancadas mais ou menos espessas"; "7, Grés muito fino, negro, por vezes com disjunção esferoidal, idêntico ao mesmo nível de Fajão, mas menos representativo e de orientação concordante com as restantes camadas"; e "8, Brecha ou rocha similar, raramente acompanhada de brecha ferruginosa". Atribuiu estes níveis ao "Caradociano" e correlacionou-os estratigraficamente com as unidades das sequências dos sinclinais do Buçaco, Amêndoa-Carvoeiro e Fajão-Moradal (Perdigão, 1971, p. 541, Tab. 2.1). Posteriormente, na cartografia na escala 1:50.000 da região de Vale Feitoso (folha 21-D; Perdigão, 1976), embora cartograficamente não tenha diferenciado estas formações, explicitou e descreveu-as na respetiva notícia explicativa, atribuindo-as ao "Caradociano". Porém, Teixeira (1981) considerou esta atribuição duvidosa, defendendo ser mais sensato reposicionar esses níveis no Ordovícico Médio.

Posteriormente, Romano (1982a) destacou a semelhança entre as "brechas" de Penha Garcia, atribuídas ao Ordovícico Superior por Perdigão (1971), e os "Pelitos com Fragmentos" da Normandia, interpretados como depósitos glacio-marinhos. Consequentemente, Romano (1982a) posicionou as "brechas" no "Ashgill", considerando a existência de uma lacuna estratigráfica para grande parte do "Caradociano".

Foi com os trabalhos de Young (1985,1988) que foi identificada indubitavelmente a presença de litologias de idade ordovícica superior na área de Penha Garcia, tendo o referido autor estabelecido uma litostratigrafia formal para estes depósitos e referido as semelhanças com os níveis correspondentes do Buçaco e Amêndoa. Considerou a Formação Carregueira ausente, identificando a Camada Favaçal a topo da Formação Cabril, marcando a base da sequência do Ordovícico Superior nesta região. Young (1985, 1988) posicionou duas formações na série ordovícica superior: Louredo e Ribeira da Laje. Para a primeira, distinguiu um membro – Membro Vaca – exclusivamente reconhecido no Sinclinal de Penha Garcia. Referiu a ocorrência de um nível oolítico pouco espesso acima do Membro Vaca, que seria equivalente ao Membro Leira Má no Buçaco. Segundo Young (1985, 1988), contrariamente ao sugerido por Romano (1982a), a sequência ordovícica na região de Penha Garcia está limitada a topo pela Formação Ribeira da Laje, não havendo representação dos diamictitos hirnantianos. Infelizmente, Young (1985, 1988) não estabeleceu uma ligação explícita aos estudos anteriores focados nesta região, facto que dificulta correlação de pormenor entre as unidades de Perdigão (1971, 1976) e as suas. Além disso, também não referiu se efetuou estudos na Camada Favaçal na região, de forma a identificar litoclastos da Formação Carregueira remobilizados (à semelhança do que fora detetado nessa mesma unidade no Buçaco). Young (1985, 1988) admitiu ainda ter efetuado cartografia de pormenor de alguns setores do Sinclinal de Penha Garcia, mas não a disponibilizou nos seus trabalhos. Posteriormente, Oliveira *et al*. (1992) questionaram a ausência da Formação Carregueira na região.

Os trabalhos de cartografia de Sequeira *et al*. (1999) na região de Penha Garcia, permitiram reconhecer as formações Louredo e Ribeira da Laje identificadas por Young (1985; 1988), atribuídas ao "Caradociano" e "Ashgiliano", respetivamente. Não identificaram, porém, a Camada Favaçal por ele descrita.

Com a litostratigrafia de base estabelecida, nos últimos anos, esta região tem sido essencialmente alvo de estudos relacionados com questões de património geológico (e.g. Sequeira & Serejo Proença, 2004; Catana, 2008).

Estado da Arte e novos dados. No âmbito do presente trabalho, foi realizado um breve reconhecimento geológico da sequência ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia no setor de Monfortinho. No que diz respeito às unidades de Perdigão (1971), é possível que este autor tenha incluído na sua unidade 6 não só a sequência atualmente considerada Formação Louredo como também parte da Formação Cabril ou mesmo outras unidades infrajacentes a esta. Os fósseis recolhidos por Perdigão (1971, p. 533; est. I, fig. I) na sua unidade 6 foram estudados durante este trabalho e embora a sua preservação seja muito fraca, esta associação remete para o Ordovícico Médio (com a presença da trilobite *Eohomalonotus* sp.). Também a localização desta jazida, a "750m a S do lugar do Esconderejo", sugere que de facto a unidade 6 inclui, além da Formação Louredo, parte da sequência do Ordovícico Médio, dado que a

base da Formação Louredo no setor do Esconderejo situa-se a cerca de 200 m a S deste local. No entanto, Sequeira *et al.* (1999) admitiram não terem identificado no sinclinal de Penha Garcia a Formação Cabril, descrevendo somente metapelitos escuros (Formação Fonte da Horta) subjacentes à Formação Louredo. Os extensos afloramentos do Membro Vaca a norte do local Esconderejo deverão corresponder à unidade 7 de Perdigão (1971). Por outro lado, a unidade 8 corresponderá à Formação Ribeira da Laje, pelo que a sua descrição como "brecha ou rocha similar" é desadequada. Esta unidade está constituída por metarenitos, em bancadas decimétricas, ocasionalmente cortados por veios ferruginosos e crostas de alteração, os quais poderão justificar a interpretação como brechas. À semelhança do verificado nas sequências dos sinclinais de Fajão-Moradal e de Amêndoa-Carvoeiro, também no Sinclinal de Penha Garcia a Formação Ribeira da Laje apresenta um conteúdo fossilífero que corrobora a atribuição ao Berouniano superior. O material recolhido por Perdigão (1971, p. 534, est. I, fig. 3) foi estudado neste trabalho, permitindo a identificação da trilobite *Kloucekia* sp. (= *Scotiella taouzensis* dos autores anteriores, e.g., Hammann, 1974; Cooper, 1980; Young, 1985) e braquiópodes draboviídeos que dominam as associações desta idade na Zona Centro-Ibérica.

A sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Penha Garcia carece de um estudo estratigráfico detalhado, não existindo um esquema litostratigráfico consensual entre os autores anteriores. Tal estudo permitirá também aumentar o conhecimento sobre as associações fossilíferas desta sequência, através de novas jazidas, como sugerem os dados de Neto de Carvalho *et al.* (2014).

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior do Sinclinal de Penha Garcia e a correlação com as sequências da mesma idade de outras estruturas da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.5.

Tabela 2.5. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Penha Garcia.

Thadeu (1951)	Perdigão (1971)	Romano (1982)	Young (1985; 1988)	Oliveira et al. (1992)	Sequeira et al. (1999)	Neste trabalho
Xistos argilosos	Rocha ou rocha similar	black sandstones and breccias	Ribeira da Laje Formation	Formação de Ribeira da Laje	Formação de Ribeira da Laje	Formação Ribeira da Laje
	Grés muito fino, negro, om disjunção esferoidal					
	Grés e quartzitos, acizentados e claros, em bancadas mais ou menos espessas	shales, sandstones and quartzites	Louredo Formation	Formação de Louredo	Formação de Louredo	Formação Louredo

2.2.3.6. Sinclinal de Portalegre

Antecedentes estratigráficos: história e análise

Inclui-se sob esta designação a sequência ordovícica do Sinclinal de Portalegre.

O trabalho de Delgado (1908) descreveu a sequência sedimentar ordovícico-devónica de Portalegre e incluiu-a no grupo de afloramentos da "Bacia Hidrográfica do Guadiana". Nele foi referida a ocorrência de níveis xistentos com fósseis de "pólipos" na Serra da Caleira e embora Nery Delgado não tenha referido as espécies identificadas, afirmou serem as mesmas que recolheu nos "Schistes à *Dalmanites Dujardini*" da região do Buçaco e Mação, aventando assim a representação do Ordovícico Superior também neste setor. Delgado (1908) considerou já como silúricos os depósitos que se sobrepõem a esses níveis, uma unidade de grauvaques micáceos e quartzitos brancos que, pelas características litológicas e posição estratigráfica, paralelizou com os grauvaques da Serra da Murta (Sobrido) do Anticlinal de Valongo.

Posteriormente, Costa (1931b: 47) admitiu que o Ordovícico do Sinclinal de Portalegre está representado sob a forma de: "(…) pequenas ilhotas postas a descoberto pela denudação". Atribuiu os "Xistos com polipeiros" de Delgado (1908) ao "Caradociano s. lat.", assinalando em rodapé que as espécies que ali ocorrem são as mesmas que se encontram nos "xistos com *Dalmania Dujardini"* na região do Buçaco e Amêndoa, embora não refira se segue a opinião de Nery Delgado ou se realmente os observou. Também atribuiu ao "Caradociano s. lat." os "Grauwackes de Sobrido" da região de Valongo. No entanto, os níveis de grauvaques brancos da vertente ocidental da Serra da Caleira que Delgado (1908) correlacionara com os depósitos do Sobrido, foram atribuídos por Costa (1931b) ao "Valentiano" (Silúrico). Embora não tenha explicado em pormenor esta opção, Costa (1931b) criticou as correlações de Delgado (1908) para as unidades desta região, supondo-se, por isso, que considerasse a correlação entre os níveis do Sobrido e os da Serra da Caleira incorreta. Refira-se a propósito que Costa (1931b) defendeu que a sequência paleozoica de Portalegre era equivalente à da região de Amêndoa.

Embora consista essencialmente numa compilação bibliográfica, o trabalho de Teixeira (1955b) considera que, perante a ausência de identificação dos fósseis de "coraliários", os xistos da Serra da Caleira deveriam considerar-se "gotlandianos" (Silúrico). Quanto aos níveis suprajacentes de quartzitos, Teixeira (1955b) apenas indicou a ocorrência no seu topo de um leito xistento com fósseis claramente silúricos, não efetuando qualquer outra consideração.

Posteriormente, Gonçalves *et al.* (1978) publicaram a cartografia geológica na escala 1:50.000 da região de Assumar (Monforte), na qual se incluía a Serra da Caleira, cuja designação geomorfológica caiu em desuso embora o seu alinhamento seja facilmente identificado, cumeado pelo vértice geodésico da Caleira. Nesse trabalho os autores referem a existência no flanco ocidental desta serra de um nível com "corais" atribuído por Costa (1931b) ao "Caradociano". No entanto, admitindo que foi por lapso, não o representam na cartografia, referindo-o apenas na notícia explicativa. Pela forma como ambos se referem a estes níveis, depreende-se que tanto Costa (1931b) como Gonçalves *et al.* (1978) não terão encontrado estes níveis fossilíferos, mencionando-os através de citação de Delgado (1908). Refira-se que Gonçalves (1971, 1986) pormenorizou alguns aspetos geológicos da Serra de São Mamede, mas não acrescentou dados novos sobre os níveis do Ordovícico Superior, mantendo o modelo de Delgado (1908).

O trabalho de Romano (1982a) refere o facto de Delgado (1908) apenas ter recolhido fragmentos de "corais" indeterminados na unidade "Schistes à *Dalmanites Dujardini*" da região do Buçaco, realidade que impossibilitaria a confirmação de pertencerem às mesmas espécies que ocorrem nos xistos da Serra da Caleira. Porém, quando Delgado (1908) mencionou serem as mesmas espécies, infere-se que o afirmou em sentido lato, pretendendo tão só dizer que os morfotipos coincidiam com os típicos do atual Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Neste contexto, Romano (1982a) manteve a atribuição destes níveis ao "Caradoc" e ao identificar uma sequência de grauvaques, quartzitos e xistos sem macrofósseis que se sobrepõe aos níveis com "coraliários", atribuiu-lhe uma idade "Ashgill". É possível que estes níveis correspondam aos depósitos que Delgado (1908) correlacionou com a Formação Sobrido.

Do outro lado da fronteira, os trabalhos geológicos na Serra La Codosera, na continuação em território espanhol do Sinclinal de Portalegre, também não permitiram identificar com segurança sequências datadas do Ordovícico Superior (Casas Ruiz & Santos García, 1982). Apesar disso, Santos García & Casas Ruiz (1979) estabeleceram a litostratigrafia do sinclinal São Mamede-La Codosera, definindo a "Unidade Aguas Claras" para o setor espanhol, à qual atribuem uma idade abarcando desde o "Llandeilo" (Ordovícico Médio) ao "Ludlow" (Silúrico), sem indicar qualquer descontinuidade na sequência, o que poderia sugerir a presença de materiais do Ordovícico Superior.

No trabalho de síntese de Oliveira *et al.* (1992) foi admitida a grande semelhança entre a sequência Ordovícico-Silúrico dos sinclinais de Portalegre e Amêndoa-Carvoeiro, embora tenham reconhecido que a primeira carecia de estudo detalhado. Como dados novos apenas indicaram a presença de "arenitos impuros" numa posição estratigráfica mal conhecida, sobrepondo-se às unidades consideradas "llandeilianas". Consideraram ainda que a base do Silúrico estaria representada pelas bancadas quartzíticas acima referidas.

No mesmo ano, Soldevila Bartolí (1992) detalhou a sucessão paleozoica do sinforma La Codosera em Espanha. Contrariamente ao defendido por Santos García & Casas Ruiz (1979), Soldevilla Bartolí (1992) considerou que a "Unidade Aguas Claras" corresponde ao Ordovícico Inferior e Médio e que a "Unidade de Sierrafría", suprajacente, se estende desde o "Llandeilo?-Caradoc" até ao "Wenlock superior" (Silúrico). Esta unidade fora também estabelecida por Santos García & Casas Ruiz (1979), mas considerada por eles silúrico-devónica. A "Unidade de Sierrafría" foi descrita como uma sequência detrítica regular de quartzitos, arenitos e xistos. Refira-se que Soldevila Bartolí (1992) incluiu nesta formação níveis de quartzitos claros que deverão ser correlativos dos referidos como grauvaques micáceos e quartzitos brancos por Delgado (1908).

Durante a década de 1990 alguns autores dedicaram-se a estudos geológicos na região de Portalegre, sobretudo de âmbito estrutural, embora nem sempre incluindo o sector da Serra da Caleira. No entanto, as breves considerações litostratigráficas consideraram as sequências de idade ordovícica representando somente o Ordovícico Inferior e Médio (p. ex.: Machado, 1997; Oliveira, 1998; Pereira, 1999).

O trabalho de Piçarra *et al.* (1999) permitiu ampliar o conhecimento da Geologia e Estratigrafia do Sinclinal de Portalegre, tendo analisado a sequência estratigráfica do Ordovícico da Serra de São Mamede, ainda que de modo bastante sumário. Foram descritas informalmente duas unidades datadas do Ordovícico Superior (de muro a teto): unidade "d",

de arenitos bioturbados e lenticulares que consideram muito semelhante aos da Formação Cabeço do Peão do "Caradoc" do sinclinal de Amêndoa; unidade "e" de xistos e siltitos com intercalações areníticas, cuja parte inferior mostra disjunção esferoidal, uma característica típica da Formação Casal Carvalhal do "Ashgill" de Amêndoa. Este estudo é o mais recente relativo à litostratigrafia do Ordovícico da Serra de São Mamede.

O estudo das rochas vulcânicas de composição riolítica do sinclinal La Codosera, efetuado por López-Moro *et al.* (2007), permitiu atribuí-las ao Ordovícico terminal-Silúrico. Os autores espanhóis relacionaram estas unidades com os estádios proto-rift que precederam os eventos extensionais do Silúrico superior.

Os escassos estudos geológicos de pormenor do Sinclinal de Portalegre efetuados ao longo das últimas décadas incidiram essencialmente sobre os depósitos devónicos, as rochas ígneas ou a geologia estrutural associada à proximidade com o limite da Zona de Ossa Morena (p. ex.: Pruvost, 1914; Mellado & Thadeu, 1947; López-Moro *et al*., 2007; Pereira *et al.*, 2010), continuando a sequência paleozoica do Sinclinal de Portalegre a carecer de estudo litostratigráfico aprofundado.

Tabela 2.6. Correlação das diferentes unidades individualizadas informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Portalegre.

Delgado (1908)	Costa (1931b)	Perdigão (1976)	Romano (1982)	Oliveira et al. (1992)	Piçarra et al. (1999)	Neste trabalho
couche de grauwacke et de quartzite blancs	Grauvaques, quartzites e xistos sem fósseis (*pro parte*)	Xistos, às vezes ampelitosos com "Monograptus" sp., com quartzitos e arenitos intercalados (*pro parte*)	limestones and volcanics	bancadas quartzíticas - base do silurico	(e) a thin bedded silty/shale suite, with some fine sandstone intercalations, of about 60 m in thicknesss, whose lower part shows spheroidal weathering affecting the shales	?Formação Ribeira da Laje
"schiste avec des Polypiers"	Xistos com polipeiros		shales with corals	arenitos impuros com posição estratigráfica mal conhecida	(d) a succession of bioturbated and lenticular sandstones of about 30 m in thickness, that ressembles the Cabeço do Pião Formation of the Amêndoa-Mação Syncline	Formação Cabeço do Peão

Estado da Arte e novos dados. No âmbito do presente trabalho, foi realizado um breve reconhecimento geológico da sequência ordovícica do Sinclinal de Portalegre. A deformação e metamorfismo do flanco norte deste sinclinal (setor de Marvão), não permitiram reconhecer as unidades ordovícicas. No flanco sul, foram estudados os setores da Serra de S. Mamede e Alegrete, onde foi possível reconhecer que a sequência ordovícica é significativamente mais extensa do que a área representada na cartografia por Gonçalves *et al.* (1978). Parte significativa da mancha silúrica representada por estes autores corresponde na verdade à sequência ordovícica e devónica. A deformação é menos penetrativa na área entre o Ribeiro do Ninho de Açor e Penha do José Alegria, tornando este setor favorável para se efetuar futuramente um reconhecimento litostratigráfico da sequência ordovícica do Sinclinal de Portalegre. À Formação Quartzito Armoricano, segue-se uma sequência argilítica decamétrica que se poderá correlacionar com a Formação Fonte da Horta (unidade b de Piçarra *et al.*, 1999) e, sobre esta, observaram-se camadas métricas de metarenitos, que se poderão

correlacionar com a Formação Monte da Sombadeira (unidade c de Piçarra *et al.*, 1999). Seguem-se várias dezenas de metros de argilitos com intercalações siltíticas e areníticas e a cerca de 30 metros do contacto com o Silúrico esta sequência granocrescente torna-se mais arenítica. Os níveis fossilíferos mencionados por Delgado (1908) foram localizados em intercalações argilíticas nestes últimos 30 m. Correspondem a cerca de dois metros de argilitos muitos fossilíferos, com abundantes moldes de briozoários trepostomados e, embora raros, foram também identificados fósseis de crinoides e braquiópodes. Como constatou Delgado (1908), estes níveis são de facto muito semelhantes ao Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. A sua posição estratigráfica, a cerca de 25-30 metros da base do Silúrico (Formação Vale da Ursa), apoiam esta correlação. Contrariamente ao sugerido por Piçarra *et al.* (1999), não foi reconhecida no setor de Alegrete nenhuma unidade correlacionável com a Formação Casal Carvalhal. Trabalhos futuros permitirão caracterizar a sequência estratigráfica do Ordovícico do Sinclinal de Portalegre e aumentar o conhecimento das associações fossilíferas que estão inteiramente por documentar e poderão ser úteis do ponto de vista cronostratigráfico, não obstante o deficiente estado de preservação dos fósseis e a raridade das ocorrências conhecidas.

A estratigrafia atualizada da sequência ordovícica superior do Sinclinal de Portalegre e correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. A sinonímia entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.6.

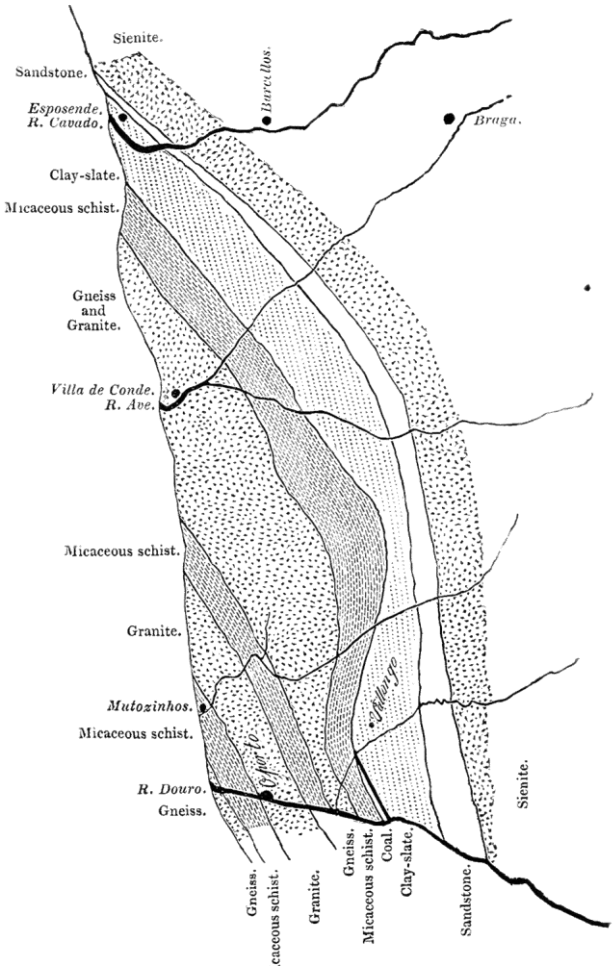


Figura 2.14. Mapa geológico do Anticlinal de Valongo publicado por Sharpe (1849, fig. 1).

2.2.3.7. Anticlinal de Valongo

Antecedentes estratigráficos: história e análise. Sob esta designação incluem-se os afloramentos ordovícicos abarcados no Anticlinal de Valongo *sensu stricto* (*s.s.*), desde a margem norte do Rio Douro até à interrupção desta estrutura na região de Covelas (Trofa).

Embora durante o século XIX e inícios do século XX as sequências ordovícicas do Anticlinal de Valongo tenham sido das mais investigadas (e.g. Sharpe, 1849; Delgado, 1892, 1897, 1901, 1908, Figs. 2.14-15), os estudos efetuados incidiram sobretudo nos depósitos atribuídos às séries globais Inferior e Médio, considerando-se o Ordovícico Superior ausente na "Bacia Hidrográfica do Douro" (Delgado, 1908). À semelhança do que estabeleceu para as regiões do Buçaco

e Amêndoa, Delgado (1908) propôs uma bio e litostratigrafia informal para a sequência ordovícico-silúrica do Anticlinal de Valongo, considerando a unidade "Schistes à *Uralichas Ribeiroi*" a mais recente do Ordovícico, que atribuiu ao Ordovícico Médio. Sobre esta unidade, em ligeira discordância angular, Delgado (1908) diferenciou os "Grauwackes de Sobrido", que considerou silúricos. Esta designação ("Grauwackes de Sobrido") foi escolhida face aos bons afloramentos desta unidade perto do vértice geodésico do Sobrido, de cota 246 m, situado na cumeada da pequena serra homónima, a leste de Valongo, definida pelos quartzitos resistentes incluídos nessa formação. Neste trabalho, Delgado (1908, pp. 112, 117) referiu-se a esta unidade citando também os afloramentos da Serra da Murta, o principal alinhamento a nordeste de Valongo. Estas considerações são importantes para esclarecer uma confusão posterior, relacionada com a nomenclatura das formações geológicas desta região.

A primeira referência a materiais do Ordovícico Superior no Anticlinal de Valongo consta no trabalho de Costa (1929), no qual primeiramente se sugeriu uma idade "Caradociano" (Ordovícico Superior) para os "Grauwackes de Sobrido". Para estabelecer o limite entre esta unidade e a infrajacente, dada a ausência de conteúdo paleontológico, Delgado (1908) baseara-se somente na existência de uma ténue discordância estratigráfica. Porém, Costa (1929, 1931b) defendeu que a fase final do Ordovícico na região é bastante conturbada (dando como exemplo a erupção diabásica do Buçaco), o que para o autor poderia justificar variações das correntes de transporte de sedimentos e irregularidades nos movimentos de imersão/emersão e, desse modo, justificar a ténue discordância assinalada por Delgado (1908). Costa (1931b) considerou a existência de uma unidade que designou por "Grauvaques sem fósseis", que atribuiu ao "Caradociano s. lat.", embora nela tenha incluído, além dos "Grauwackes de Sobrido", o troço não fossilífero dos "Grauwackes de Sobrado" (unidade que Delgado, 1908 atribuiu sem reservas ao Silúrico). Esta atribuição foi mantida no estudo de Medeiros (1945) e na síntese crítica de Teixeira (1955b).

O trabalho de Medeiros (1945) apresentou a cartografia de alguns setores do Anticlinal de Valongo imediatamente a norte do Rio Douro, representando os níveis correspondentes aos "Grauwackes de Sobrido" de Delgado (1908) e diferenciando cartograficamente os níveis de quartzitos dos de grauvaques sem fósseis. Incluiu ambas as formações no "Caradociano". No setor então estudado não afloram os "Grauwackes de Sobrado", razão pela qual o autor não lhes fez qualquer referência.

Posteriormente, Medeiros *et al.* (1964) cartografaram o setor sul do Anticlinal de Valongo, concordando com Costa (1931b) quanto à idade dos "Grauwackes de Sobrido", diferenciando cartograficamente os níveis quartzíticos dos conglomeráticos, embora tenham mantido ambos sob a mesma sigla e unidade – "O_e, Xistos e Grauvaques. Quartzitos".

O trabalho de Romano & Diggens (1974) constituiu um marco no estudo da estratigrafia das sequências ordovícicas de Portugal pois é nele que pela primeira vez se definem formalmente, segundo critérios modernos, unidades litostratigráficas atribuídas a esse Sistema. Romano & Diggens (1974), sem efetuarem quaisquer referências aos trabalhos de Costa (1929, 1931b), possivelmente por estarem redigidos em português ou por serem documentos com acesso limitado, estabeleceram uma nova formação em tudo correspondente aos "Grauwackes de Sobrido" de Delgado (1908), formação essa que nomearam "Formação Sobredo". Assim, Romano & Diggens (1974) geraram uma confusão terminológica que se prolongou durante anos (e.g. Medeiros *et al.*, 1980; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1990; Oliveira *et*

al., 1992). Para melhor compreensão desta situação refira-se que Delgado (1908) escolhera aquela designação baseando-se no nome da pequena Serra de Sobrido, a este de Valongo. Nesse sentido, Romano & Diggens (1974) referem corretamente essa serra também como motivo para o nome escolhido por Delgado (1908), mas afirmam que na topografia mais recente àquela data o nome fora alterado para Sobredo. Efetivamente, na folha 123 da Carta Militar de Portugal na escala 1:25.000, de Valongo, efetuada na primeira metade da década de

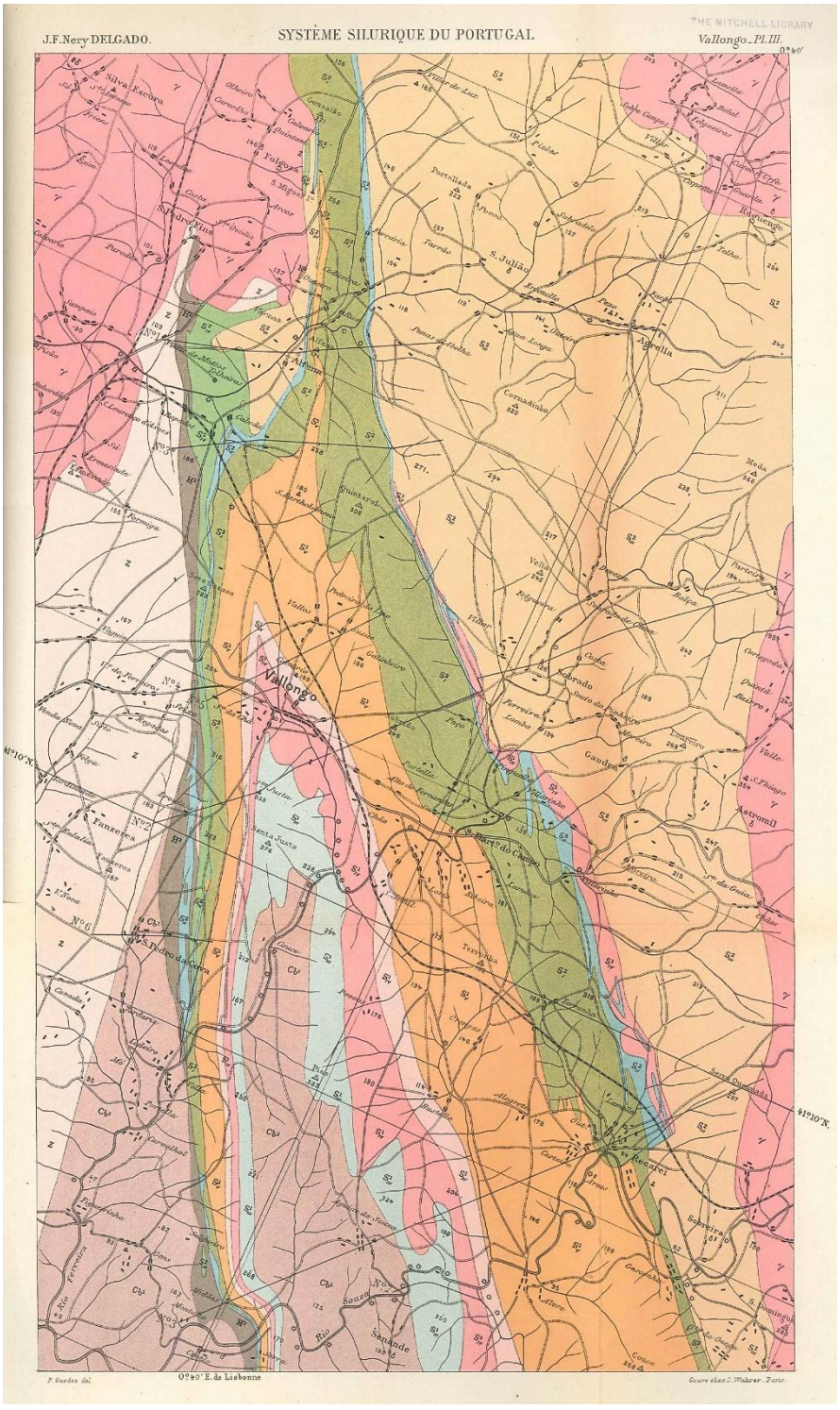


Figura 2.15. Mapa geológico do Anticlinal de Valongo publicado por Delgado (1908, est. III).

1930, esse vértice geodésico de cota 246 m é grafado Sobredo. Também no importante estudo geomorfológico das serras de Valongo, Rebelo (1975) nomeou quer a serra quer o vértice geodésico como Sobredo. De facto, o argumento de Romano & Diggens (1974) está correto. Talvez o erro inicial venha dos trabalhos de Delgado (1908), dado existir na continuação para sul daquele anticlinal, próximo do rio Douro, uma outra localidade com o nome Sobrido. Na tentativa de justificar a utilização deste nome atualizado, Romano & Diggens (1974) cometem um lapso inadvertido, tendo escrito "Sobredo" onde deveriam ter escrito "Sobrido" quando remetem para as referências históricas ao estudo do Delgado: "Nery Delgado refers to this unit as "Grauwackes de Sobredo" (…) however (…) the spelling is Sobredo and Nery Delgado's spelling of name is discontinued." (Romano & Diggens, 1974: 36). Este lapso foi arrastado por outros autores (p. ex: Couto *et al*., 1997; Moreira, 2001), que citaram Delgado (1908) como tendo escrito "Grauwackes de Sobredo". Contudo, Delgado (1908) escreveu sempre Sobrido e nunca Sobredo. A esta confusão de vogais juntar-se-ia ainda a unidade "Grauwackes de Sobrado", também do Anticnlinal de Valongo, estratigraficamente mais recente, que Costa (1931b) sugeriu pertencer em parte também ao Ordovícico Superior.

A secção e a localidade-tipo para a "Formação Sobredo" foram claramente definidas por Romano & Diggens (1974), que consideraram estar esta unidade ausente no setor de Covelo. Embora não tenham encontrado fósseis, Romano & Diggens (1974) referiram que Artur Cândido Medeiros, na sequência do levantamento cartográfico da região (publicado posteriormente em Medeiros *et al*., 1980), recolheu uma costilha de braquiópode e, possivelmente, parte de uma fixigena de trilobite nesses níveis. Por correlação litostratigráfica com depósitos semelhantes em Espanha, Romano & Diggens (1974) atribuíram a "Formação Sobredo", pelo menos em parte, ao "Caradoc superior". Dividem-na em dois membros que não apelidaram: um inferior de quartzitos massivos e um superior de conglomerados e grauvaques. Definiram ainda três litofácies para os grauvaques. Em termos de génese, embora citem os depósitos glaciares do Ordovícico Superior de Marrocos identificados por Destombes (1968a), preferem interpretar estes níveis como resultado de correntes turbidíticas (membro inferior) e movimentos de massa (membro superior).

Nos trabalhos de cartografia do setor norte do Anticlinal de Valongo, Medeiros *et al.* (1980) posicionaram os níveis da Formação Sobrido no "Caradoc", mas mantiveram a designação de Delgado (1908) "Grauvaques do Sobrido", não citando o trabalho de Romano & Diggens (1974) no capítulo de estratigrafia. À semelhança do que efetuaram para a cartografia do setor sul, mantêm a subdivisão desta formação em dois tipos litológicos (correspondentes aos membros de Romano & Diggens, 1974). Por seu lado, Teixeira (1981) ignorou também o trabalho de Romano & Diggens (1974) e, baseando-se apenas na posição que ocupam na sequência, considerou a formação "Grauvaques do Sobrido" equivalente aos "Grés de Loredo" do Buçaco. No mesmo ano, Robardet (1981) sugeriu que os tilitos da Formação Sobrido teriam idade silúrica, posição já defendida por Delgado (1908). No entanto, a continuação dos estudos daqueles níveis, levou-o posteriormente a concordar com Costa (1929, 1931b) e Romano & Diggens (1974), face às semelhanças com os depósitos glaciares do Ordovícico Superior do Norte de África (Robardet & Doré, 1988), inferindo assim também génese glacio-marinha para os depósitos da Formação Sobrido. Também Romano (1982a) havia já admitido uma génese glaciar para o membro superior da Formação Sobrido e, contrariando a visão de Teixeira (1981), interpretou toda a formação como tendo

idade "Ashgill", considerando a existência de uma lacuna que abarcaria todo o andar "Caradoc". Da mesma forma Gutiérrez-Marco *et al.* (1990), mantendo a designação "Formação Sobredo", atribuíram esta unidade ao topo do Ordovícico, atribuição corroborada por Brenchley *et al*. (1991) que correlacionaram esta unidade com a Formação Casal Carvalhal de Portugal central. Relacionaram, desta forma, a importante lacuna estratigráfica do Berouniano (escala regional mediterrânica) da região do Douro com a glaciação fini-ordovícica.

Oliveira *et al.* (1992), num trabalho também assinado por Michael Romano, optaram pela designação "Formação de Sobrido", acrescentando "(…) e não Sobredo (…)" (Oliveira *et al*., 1992: 369). Não explicaram porém a escolha. Atualmente o vértice geodésico desta pequena serra já não existe ou, pelo menos, não há registo dele na mais recente versão da folha 123 de Valongo da Carta Militar de Portugal à escala 1:25.000, nem na lista de marcos geodésicos de Portugal do Instituto Geográfico Português. De qualquer forma, o estabelecimento formal desta formação foi corretamente efetuado e justificado por Romano & Diggens (1974) devendo a designação Formação Sobredo ter prioridade. Contudo, dada a utilização em exclusivo desde a década de 1990 do nome Sobrido para esta unidade, a opção menos confusa será mantê-la, pelo que consideramos que esta unidade litostratigráfica deverá denominar-se Formação Sobrido.

No que respeita à diferenciação litológica da Formação Sobrido, Oliveira *et al*. (1992) consideraram um membro inferior e um superior, correspondentes aos membros definidos por Romano & Diggens (1974), correlacionaram o primeiro com o Grupo Sanguinheira (por correlação com a Formação Louredo e Cabeço do Peão) e o segundo com a Formação Casal Carvalhal, seguindo o proposto por Teixeira (1981). Adicionalmente, Oliveira *et al.* (1992) sugeriram que o topo da Formação Valongo, unidade estratigraficamente infrajacente, poderia já ser "Caradociano", e na coluna estratigráfica que apresentaram para a região (Oliveira *et al*., 1992, p. 366, quadro II) marcaram acima da Formação Valongo um nível de idade "caradociana" que designaram por "Arenitos e Siltitos", não incluído na Formação Valongo, nem na Formação Sobrido. No mesmo ano, Pereira & Ribeiro (1992) identificaram os níveis aflorantes na região de Valongo como Formação Sobrido e incluíram na sua caracterização litológica o termo "pelitos com fragmentos", numa tradução da designação dos depósitos franceses correlacionáveis com o membro superior da Formação Sobrido. De qualquer forma, mantiveram a hipótese de poderem ter sido gerados como resultado de correntes turbidíticas, visão defendida anteriormente também por Romano & Diggens (1974) e Pereira (1988).

Num estudo focado nas mineralizações da região Dúrico-Beirã, Couto (1993) descreveu a sequência ordovícica do anticlinal de Valongo em vários setores e referiu a ocorrência, no setor Alto do Sobrido, de um nível ferruginoso na base da Formação Sobrido. No entanto, contrariamente ao que a leitura poderia sugerir, este Sobrido (de Alto do Sobrido) em nada está relacionado com o Sobrido original do nome da formação, correspondendo a uma localidade muito mais a Sul, perto do Rio Douro, conhecida pelas mineralizações de antimónio e ouro. Nesse mesmo trabalho, a autora inferiu que este nível ferruginoso poder-se-ia correlacionar com a descontinuidade sárdica e, por conseguinte, com a Camada Favaçal, dentro da perspetiva de Teixeira (1981), Oliveira *et al*. (1992) e Young (1992).

Posteriormente, Couto *et al*. (1997) efetuaram revisão aprofundada da estratigrafia do Anticlinal de Valongo. Neste trabalho, interpretaram o contacto entre a Formação Valongo e a

Formação Sobrido como uma paraconformidade a descontinuidade, descartando assim a correlação do nível ferruginoso basal com a Camada Favaçal, conforme constava nos trabalhos prévios de Oliveira *et al.* (1992), Young (1992) e Couto (1993). Para que esta correlação fosse possível, o membro inferior da Formação Sobrido teria de corresponder a uma sequência condensada, abarcando desde o "Caradoc" ao "Ashgill médio" e revelar conteúdo fossilífero concordante, por muito escasso que fosse. Uma vez que nenhuma destas premissas se verificou, Couto *et al.* (1997) consideraram mais sensato interpretar este horizonte como resultado de processo erosivo a teto da Formação Valongo, com geração da ampla lacuna estratigráfica que abarcaria o "Caradoc" e o "Ashgill". Estes autores consideraram ainda que, à semelhança da "Formação Xistenta" de Moncorvo (correlacionável com a Formação Valongo), que inclui a topo níveis xistosos do "Caradoc", dever-se-á também procurar a Camada Favaçal e fósseis "caradocianos" nos últimos metros da Formação Valongo, de forma a poder determinar com maior exatidão a idade do topo desta unidade. Não tendo quaisquer dúvidas em considerar que os materiais do membro superior da Formação Sobrido são de idade hirnantiana, Couto *et al.* (1997) propõem a mesma idade para o membro inferior, que justificaram com a continuidade vertical de ambos.

Estudo mais pormenorizado da Formação Sobrido efetuado por Couto & Lourenço (2008), revelou a ocorrência de óxidos de manganês em horizontes oolíticos, concreções e laminações, facto que levou os autores a relacionarem essas ocorrências com um nível glacio-eustático baixo e drenagem de água doce do continente, criando assim condições oxidantes com formação de manganês, dado o importante acarreio terrígeno. Além disso, interpretaram alguns níveis como varvas, corroborando a origem glacial destes depósitos e sugerindo que se formaram perto do litoral, não muito distante do manto de gelo gondwânico.

Posteriormente, Couto & Lourenço (2011a) identificaram afloramentos da Formação Sobrido em mais setores do Anticlinal de Valongo, incrementando o conhecimento do seu membro superior. Baseando-se na cartografia detalhada da região e interpretando parte dos depósitos da Formação Sobrado como variação lateral de fácies em continuidade com os materiais da Formação Sobrido, Couto & Lourenço (2011a) consideram que o troço inferior da Formação Sobrado, atribuída comummente ao Silúrico superior ou ao Devónico (e.g. Oliveira *et al*., 1992; Pereira & Ribeiro, 1992) corresponderiam na verdade a parte da Formação Sobrido e representariam o seu setor paleoambiental mais proximal. Refira-se que foi Costa (1929, 1931b), embora não tenha sido citado por Couto & Lourenço (2011a), o primeiro a sugerir uma idade ordovícica superior para os níveis inferiores dos "Grauwackes de Sobrado" de Delgado (1908). Couto & Lourenço (2011a) reconheceram diferentes paleoambientes glaciares, sugerindo mesmo uma origem continental para alguns depósitos, possivelmente relacionada com o manto de gelo do Norte do Gondwana, à semelhança da interpretação de Gutiérrez-Marco *et al.* (2010) para depósitos glaciogénicos da Zona Cantábrica. Os primeiros autores precisaram o posicionamento do limite Ordovícico/Silúrico na região de Valongo, indicando um contacto muito variável, sendo frequente os estratos ordovícicos estarem imediatamente infrajacentes a xistos negros do Llandovery superior. De acordo com a sua interpretação, os quartzitos da Formação Sobrido e o nível ferruginoso na base destes seriam equivalentes à Formação Vale da Ursa, de Portugal central, correlação já efetuada por Sá *et al.* (2005, 2011). Seriam também testemunhos de um nível glacio-eustático

mínimo do nível do mar, ao qual se seguiria importante subida que ocorreu no Llandovery, explicando assim a presença de xistos negros silúricos no seio dos diamictitos hirnantianos.

Os dados de Couto & Lourenço (2011a, 2011b) foram posteriormente detalhados em Couto *et al.* (2013) que consideraram que as variações eustáticas e sedimentares relacionadas com a grande glaciação fini-ordovícica estarão representadas na sequência da Formação Sobrido. Estes autores detalham a estratigrafia da passagem Ordovícico-Silúrico, considerando que esta transição está marcada por um horizonte ferruginoso (semelhantes aos reconhecidos por Gutiérrez-Marco *et al*., 1990 em Espanha no topo da sequência ordovícica, onde estão associados a níveis nos quais foi reconhecida a Fauna de *Hirnantia*). Consideramos no entanto arriscado o detalhe cronostratigráfico desta transição apresentado em Couto *et al.* (2013), dado existirem no seio da Formação Sobrido vários níveis ferruginosos e não haver nenhum marcador biostratigráfico que o corrobore.

Numa nota adicional, refira-se ainda que Couto *et al*. (2013), na sua figura 3, colocam a Formação/Membro Carregueira na base do Sandbiano, posicionamento com que não concordamos. A base do Sandbiano (Ordovícico Superior, escala global) correlaciona-se com o troço superior do Dobrotiviano (escala regional mediterrânica) quando a unidade em questão é actualmente tida como berouniana (escala regional mediterrânica). Colocam, ainda, a Formação Ribeira do Braçal na base do Hirnantiano, apesar de esta unidade ter sido atribuida por Lopes *et al*., 2011 ao Hirnantiano médio a superior. Atribuíram, também controversamente, a Formação Ribeira da Laje ao Hirnantiano, correlacionando-a com o membro inferior da Formação Sobrido e apresentando-a em continuidade com a Formação Casal Carvalhal. Como discutido anteriormente para os sinclinais de Fajão, Amêndoa-Carvoeiro e Penha Garcia, a Formação Ribeira da Laje posiciona-se no Berouniano, existindo importante lacuna estratigráfica entre esta formação e a Formação Casal Carvalhal (Hirnantiano).

Estado da Arte e novos dados. Num trabalho inédito, Tim Young efetuou uma revisão litostratigráfica da sequência ordovícica do Anticlinal de Valongo. Nesta revisão, a descoberta de um nível de ferro oolítico no contacto entre as formações Valongo e Sobrido, ao qual se segue uma sequência de arenitos e siltitos (incluída pelos autores anteriores no membro inferior da Formação Sobrido), justificou a definição de uma nova unidade ("formação Ervedosa"), estratigraficamente posicionada entre as formações Valongo e Sobrido, que se correlacionaria com o Grupo Sanguinheira (formações Louredo/Cabeço do Peão). Este modelo foi introduzido na revisão de Oliveira *et al.* (1992), que se referiram aos trabalhos ainda em curso como "Young e Romano, estudos em progresso". Embora os trabalhos de Couto *et al.* (1997, 2013) e Sá *et al.* (2005, 2011) refutem esta possibilidade, continua-se a carecer de marcadores biostratigráficos que corroborem qualquer das propostas. Por outro lado, no âmbito do presente trabalho foi analisada a secção-tipo de "formação Ervedosa" de Tim Young e corrobora-se o caracter oolítico do nível ferruginoso basal da, como definida naquela região pelos restantes autores, Formação Sobrido. Está em curso a análise palinológica deste nível oolítico basal, na tentativa de solucionar este problema.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior do Anticlinal de Valongo e sua correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.7.

2.2.3.8. Sinclinal de Arouca-Castro Daire

As regiões de Arouca e Castro Daire estão incluídas na importante faixa Tabagón-Valongo-Marofa-Tamames, correspondendo ao prolongamento oriental do flanco sudoeste do Anticlinal de Valongo (Sá & Gutiérrez-Marco, 2006). Na região de Arouca, esta estrutura representa o flanco nordeste de uma dobra sinclinal que se prolonga até à região de Castro Daire, apenas interrompido pelo Maciço de Castro Daire. Por este motivo, são incluídas na mesma estrutura as sequências ordovícicas de Arouca e Castro Daire. Porém, devido à interrupção deste sinclinal pelo Maciço de Castro Daire e ao facto de classicamente os estudos anteriores terem tratado a sequência de Arouca e a de Castro Daire sempre em separado (e.g. Pinto de Jesus, 1984), a análise dos seus antecedentes estratigráficos é aqui efetuada separadamente para cada setor. Durante este trabalho, não foram efetuados estudos adicionais no Sinclinal de Arouca-Castro Daire, pelo qual neste subcapítulo se analisam somente os antecedentes bibliográficos.

Setor de Arouca: antecedentes estratigráficos e estado da arte. Sob esta designação incluem-se os afloramentos ordovícicos do Sinclinal de Arouca-Castro Daire desde a margem sul do rio Douro até ao Maciço de Castro Daire. Embora este sinclinal represente a continuação oriental do Anticlinal de Valongo *s.s.* (Delgado, 1908; Costa, 1931b), só na segunda metade do século XX foram reconhecidos em Arouca depósitos datados do Ordovícico Superior.

Os trabalhos de cartografia efetuados por Medeiros *et al*. (1964) para a região de Castelo de Paiva na escala 1:50.000 permitiram identificar uma faixa estreita e descontínua de xistos e grauvaques, com intercalações quartzíticas, desde o limite sul do anticlinal de Valongo até ao Rio Paiva (Arouca), que foram atribuídas ao "Caradociano". Embora tenham

Tabela 2.7. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Anticlinal de Valongo.

Delgado (1908)	Costa (1929; 1931b)	Medeiros (1945)	Medeiros et al. (1964)	Romano & Diggens (1974); Romano (1982)	Medeiros et al. (1980)	Gutierrez-Marco et al. (1990)	Oliveira et al. (1992)	Pereira & Ribeiro (1992)	Couto (1993) & Couto et al. (1995)	Couto et al. (1997)	Couto & Lourenço (2011a,b)
Grauwackes de Sobrado (*pro parte*)	Grauvaques sem fósseis (*pro parte*)				Xistos, grauvaques e quartzitos com leitos grafitosos e liditos intercalados ("Grauvaques de Sobrado") (*pro parte*)		Formação de Sobrado (*pro parte*)	Formação de Sobrado (*pro parte*)	Formação de Sobrado (*pro parte*)		Sobrido Formation
Grauwackes de Sobrido		Quartzites. Grauvaques sem fósseis	Xistos e Grauvaques. Quartzitos.	Sobredo Formation	Xistos, grauvaques e quartzitos ("Grauvaques de Sobrido")	Sobredo Formation	Formação de Sobrido	Formação de Sobrido "Grauvaques de	Formação de Sobrido	Formación Sobrido	

optado por outra designação ("Xisto e Grauvaques. Quartzitos"), consideram estes níveis correspondentes aos "Grauwackes de Sobrido" da região de Valongo. Os autores consideram que a transição entre esta unidade e os níveis "landeilianos" infrajacentes é contínua, contrariamente ao indicado por Delgado (1908), marcada apenas por um contacto levemente sinuoso.

A cartografia destes depósitos nesta região foi completada por Pereira *et al.* (1980) e Schermerhorn (1980), variando a designação e idade propostas consoante os autores. Pereira *et al*. (1980) designam estes níveis por "Quartzitos compactos", atribuindo-os com dúvida ao "Caradociano". Schermerhorn (1980) inclui-os nos depósitos continentais do Carbónico, considerando que o Ordovícico na região estaria representado somente até ao "Landeiliano".

Por seu lado, Romano (1982a), coautor da formalização da Formação Sobrido na região de Valongo (Romano & Diggens, 1974), admitiu a continuação desta para sul do Rio Douro, mas não indicou os limites. Apresentou coluna estratigráfica simplificada da sequência ordovícica do setor de Arouca, mas optou pela designação informal "xistos e grauvaques com quartzitos" para as unidades com estas litologias naquela região, em vez do nome formacional formal que o próprio propusera para Valongo, e atribuiu-os ao "Ashgill".

Nos últimos anos, o interesse pela geodiversidade e pelo património geológico da região tem sido o principal motor do aprofundamento do conhecimento do Ordovícico de Arouca. Já sob a designação formal Formação Sobrido, e atribuídos ao Hirnantiano, estes depósitos são referidos, figurados e cartografados em estudos mais focados em geoconservação e património geológico, sendo diferenciados os níveis basais quartzíticos dos grauvaques sobrejacentes (os dois membros definidos na região de Valongo) (Sá & Gutiérrez-Marco, 2006 com referências prévias; Rocha, 2008 com referências prévias).

Por seu turno, Pereira *et al.* (2007) reviram a cartografia da região de Janarde, onde identificaram a Formação Sobrido com uma extensão maior que a proposta por Pereira *et al*. (1980), em virtude de terem incluído nesta última os níveis atribuídos ao Carbónico continental pelos autores anteriores. Referiram que esta formação se mantém com características idênticas entre Esposende e Sátão, ignorando os dados de Pereira (1992) que já a cartografara significativamente mais para norte, até Viana do Castelo.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior do setor de Arouca e correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela.

Setor de Castro Daire: antecedentes estratigráficos e estado da arte. Incluem-se sob esta designação os afloramentos ordovícicos que afloram no prolongamento do Sinclinal de Arouca-Castro Daire a este do Maciço de Castro Daire até às regiões de Queiriga e Satão. Como referido anteriormente, estes setor e o anterior (Arouca) são aqui distinguidos apenas para exposição dos antecedentes estratigráficos, fazendo ambos parte da mesma estrutura geológica – Sinclinal de Arouca-Castro Daire.

No trabalho de Westerveld (1956), foi identificada uma sequência de grauvaques, conglomerados e brechas, atribuindas pelo autor ao Carbónico, suprajacente aos xistos datados por ele como "llandeilianos". Esta sequência de grauvaques, conglomerados e brechas foi consecutivamente considerada como pertencente ao Carbónico nos estudos geológicos do

Paleozoico desta região (p. ex.: Schermerhorn, 1956, 1980; Teixeira & Pereira, 1972; Teixeira, 1981). Só na década de 1980, Pinto de Jesus (1984, 1987) sugeriu que as sequências a noroeste de Castro Daire, até então atribuídas ao Carbónico, seriam possivelmente mais antigas. No entanto, apenas na década seguinte, os estudos efetuados no âmbito da tese de mestrado de José Feliciano Rodrigues permitiram identificar níveis do Ordovícico Superior na região de Castro Daire, sendo os resultados primeiramente publicados por Ribeiro *et al.* (1997). Estes autores referiram a existência de grauvaques e tilitos na região de Queiriga, designando-os (de muro a teto) "Formação de Rebentão" e "Formação de Louzadela", respetivamente. Atribuíram a primeira formação inteiramente ao "Caradociano" e a segunda ao "Ashgiliano" e Silúrico. Dividiram a "Formação de Louzadela" em três membros: um inferior de pelitos com fragmentos, um intermédio conglomerático e um superior semelhante ao primeiro. Interpretaram esta sequência sedimentar como o resultado do desenvolvimento de um ciclo glaciogénico completo que se desenvolveu numa zona distal sobre a plataforma continental. Neste sentido, o membro inferior corresponderia à progradação do glaciar, o qual atingiria o seu máximo desenvolvimento no membro médio, e o superior à retirada do glaciar. Correlacionaram as duas formações estabelecidas com a Formação Sobrido em Valongo, embora proponham idades que não coincidem na maioria com esta (à data, atribuída inteiramente ao Hirnantiano por Couto *et al.*, 1997, embora Oliveira *et al.*, 1992 tivessem uma proposta distinta). Ribeiro *et al.* (1997) não explicaram porque não incluíram estes depósitos na Formação Sobrido, dada a sua continuidade lateral com as sequências de Valongo e Arouca, onde já existia uma designação formal.

Rodrigues (1997) desenvolveu os dados já apresentados por Ribeiro *et al.* (1997), apresentando a cartografia na escala 1:12.500 da região de Queiriga-Satão. Couto *et al.* (2013) correlacionaram a Formação Sobrido na região de Valongo com as formações Rebentão e Souzadela, incluindo os três membros definidos por Ribeiro *et al.* (1997) no seu modelo sedimentar glaciar. Na nossa opinião, as formações "Rebentão" e "Souzadela" vêm multiplicar desnecessariamente os termos litostratigráficos de uma estrutura que está em continuidade (Anticlinal de Valongo e Sinclinal de Arouca-Castro Daire). Por este motivo, propomos o uso da designação Formação Sobrido para a sequência do Ordovícico Superior do setor de Castro Daire, sendo que futuramente, se se justificar, se poderão formalizar membros neste setor distintos dos reconhecidos nesta formação nos setores de Valongo e de Arouca.

Tabela 2.8. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Arouca-Castro Daire.

Medeiros et al. (1964)	Teixeira & Pereira (1972)	Schermerhorn (1980)	Pereira et al. (1980)	Romano (1982)	Ribeiro et al. (1997); Rodrigues (1997)	Sá & Gutiérrez-Marco (2006); Rocha (2008)
Xistos e grauvaques. Quartzitos.	Conglomerados (*pro parte*)	Xistos argilosos cinzento-azulados, ocasionalmente negros e carbonosos, e grauvaques. Conglomerados polimíticos (*pro parte*)	Quartzitos compactos	shales and grauvaques. Quartzites	Formação de Louzadela	Formação Sobrido
					Formação de Rebentão	

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior da região de Castro Daire e correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.8.

2.2.3.9. Sinclinal de Marofa

Antecedentes estratigráficos e estado da arte. Incluem-se sob esta designação os afloramentos ordovícicos incluídos no Sinclinal de Marofa, no setor do cisalhamento de Juzbado-Figueira de Castelo Rodrigo. A primeira referência à presença de depósitos do Ordovícico na região de Marofa foi efetuada por Delgado (1905). Porém, este autor não detalhou esta região e, por conseguinte, não a incluiu no seu importante trabalho estratigráfico do Paleozoico inferior (Delgado, 1908). Em meados do século XX, os trabalhos cartográficos para a folha 15-D da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000 (Carvalhosa, 1959) permitiram aumentar o conhecimento da sequência ordovícica daquela região, embora a sua totalidade tenha sido incluída na designação "quartzitos e xistos do Silúrico inferior". A atribuição cronostratigráfica desta sequência, no prolongamento do Sinclinal de Marofa para Trancoso, foi atualizada por Macedo (1988). Porém, este autor considerou que o Ordovícico estaria limitado ao "Llanvirniano", representado por "xistos e filitos ampelitosos" desta idade. Também Ribeiro & Silva (2000) consideraram que a sequência ordovícica do Sinclinal de Marofa teria como unidade mais recente a informal "Formação Santo Antão", que atribuíram ao "Llanvirniano".

Mais recentemente, o trabalho de Meireles *et al.* (2006b) permitiu reconhecer pela primeira vez no Sinclinal de Marofa a ocorrência de níveis do Ordovícico Superior, tendo os autores reconhecido a Formação Sobrido no flanco sul da estrutura. Meireles *et al.* (2006b) diferenciaram os dois membros estabelecidos na secção-tipo, um inferior quartzítico e um superior constituído por filitos, gresofilitos e diamictitos. Demonstraram assim a semelhança da sequência ordovícica do Sinclinal de Marofa com a do Anticlinal de Valongo e Sinclinal de Arouca-Castro Daire, estruturas em continuidade entre si e estando de acordo com o reconhecido eixo paleogeográfico Tabagón-Valongo-Tamames, do qual estas regiões fazem parte (e.g. Sá & Gutiérrez-Marco, 2006).

2.2.3.10. "Faixa" Covelas-Viana do Castelo

Antecedentes estratigráficos e estado da arte. Pela escassa atenção que a litostratigrafia do Ordovícico Superior do setor a norte de Valongo tem recebido, e pela inexistência de estruturas maiores claramente diferenciáveis na sua extensão, incluem-se sob esta designação os afloramentos que se prolongam desde o limite norte do Anticlinal de Valongo *s.s.* até Viana do Castelo.

Os afloramentos ordovícicos ao longo deste setor foram descritos pela primeira vez por Delgado (1908). Incluídos na descrição do Anticlinal de Valongo, Delgado (1908) dedicou-lhes menor atenção. Realizou a cartografia da região de São Félix de Laúndos onde identificou uma pequena mancha da unidade "Grauwackes de Sobrido", que considerou silúricos. Em grande parte da região cartografada representou a unidade "Grauwackes do

Sobrado", que atribuiu também ao Silúrico. Delgado (1908) considerou o Ordovícico Superior ausente em toda a região da sua divisão "Bacia Hidrográfica do Douro".

Os trabalhos de Costa (1929, 1931b) sugeriram que a unidade de Delgado (1908) "Grauvaques do Sobrido" e a parte não fossilífera dos "Grauvaques do Sobrado" pertencem ao "Caradoc s. lat.", ponderando assim a representação desta série ordovícica ao longo do faixa correspondente ao prologamento para norte do Anticlinal de Valongo.

Posteriormente, Teixeira (1955b) definiu como "Xistos de Rates" os "Grauvaques do Sobrado" de Delgado (1908) da região de São Félix de Laúndos e considerou-os silúricos. Relativamente aos "Grauvaques do Sobrido", concordou com a idade proposta por Costa (1931b), mas apenas referiu a sua ocorrência na região de Valongo.

Os trabalhos de cartografia geológica na escala 1:50.000 levados a cabo pelos Serviços Geológicos de Portugal cobriram durante as décadas de 1950 e 1960 toda a região do prolongamento norte do Anticlinal de Valongo, aqui designado "faixa Covelas-Viana do Castelo". No trabalho de Costa & Teixeira (1957) foi considerada a existência de duas unidades "caradocianas", em continuidade estratigráfica ("Xistos gresoso-quartzíticos e quartzitos intercalados" e "Xistos e grauvaques"), tendo os autores admitido porém que poderiam em parte pertencer ao início do "Gotlandiano" (Silúrico). Consideraram ainda a existência de uma unidade de "Xistos gresoso-quartzíticos", equivalente lateral dos "Grés de Loredo" do Buçaco (interpretação atualmente não aceite), e identificaram perto da região de Valongo marcas onduladas ou marcas de corrente (vulgo, ainda que incorretamente, "marcas de ondulação"). Cartografaram uma faixa regular, com mais de 500 m de largura, desde Covelas até Cruz do Morto, na qual os "Xistos gresoso-quartzíticos", a ocidente, têm muito menor desenvolvimento do que os "Xistos e grauvaques", a oriente. Representaram ainda pequenas manchas da unidade superior intercaladas nos xistos silúricos e devónicos. Os trabalhos de cartografia da continuação desta faixa para noroeste, desenvolvidos por Teixeira *et al*. (1965), revelaram que estas litologias terminam em cunha pouco depois na localidade de Barracão, reaparecendo muito mais a norte, em Cruz do Morto. Estes autores reuniram ambas as litologias sob a mesma unidade ("Xistos e grauvaques. Quartzitos intercalados"), mas representaram os xistos e os quartzitos de forma autónoma na cartografia. Atribuíram estas unidades ao "Caradociano". Posteriormente, Teixeira *et al.* (1969) cartografaram o limite norte da estreita faixa (prolongamento do Anticlinal de Valongo) que se inicia em Covelas e que praticamente termina em Fão, na margem esquerda do Rio Cávado, dado representarem uma mancha muito reduzida mesmo junto à margem direita. Aí diferenciaram a mesma unidade de Teixeira *et al.* (1965) ("Xistos e Grauvaques. Quartzitos intercalados") e admitiram "(…) sem dúvida (…)" (Teixeira & Medeiros, 1969: 23) uma idade "caradociana".

No trabalho de Teixeira (1981) são descritos os afloramentos dos níveis "caradocianos" desde a Serra de Bougado até ao Rio Cávado, sugerindo o autor que os quartzitos a norte deste rio poderão não ser "arenigianos" mas sim "caradocianos".

Nos trabalhos para a elaboração da folha 1 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, Pereira & Ribeiro (1992) cartografaram a "Formação de Sobrido" desde a região de Valongo até Viana do Castelo, identificando esta unidade pela primeira vez a norte de Esposende. Pormenorizaram a extensão da barra quartzítica basal do membro inferior desta formação que admitem perder espessura desde Valongo até desaparecer em Alfena, reaparecendo em Criaz e no antiforma de Viana do Castelo, a leste do vértice geodésico de

Santa Luzia. Acrescentaram ainda que os três níveis litológicos diferenciados no membro superior da Formação Sobrido por Romano & Diggens (1974) na região de Valongo não têm continuidade lateral e diferenciaram cartograficamente as intercalações quartzíticas, às quais atribuíram uma idade "Ashgiliano".

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior da "faixa Covelas-Viana do Castelo" e correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. A sinonímia entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.9.

2.2.3.11. Estrutura Marão-Alvão

Antecedentes estratigráficos e estado da arte.

Incluem-se sob esta designação os afloramentos ordovícicos incluídos na complexa estrutura da Serra do Marão-Alvão, que geograficamente abarca as serras do Marão e Alvão. Até recentemente, considerava-se que o Ordovícico Superior não estava representado na região de Marão-Alvão, sugerindo os diferentes autores uma lacuna estratigráfica entre a informal "formação xistenta", cujo limite superior era aproximadamente atribuído ao "Llandeilo" (Ordovícico Médio) e o Silúrico, representado por xistos graptolíticos (Teixeira, 1981, com referências prévias).

Nos trabalhos de Romano (1982a) e Hammann *et al*. (1982) foi apresentada uma coluna litostratigráfica simplificada da sequência sedimentar da Estrutura Marão-Alvão, baseada em dados essencialmente bibliográficos, representando para o Ordovícico Médio uma unidade que nomearam "shales" e cujo limite superior foi colocado já no "Caradoc", embora com interrogação.

Os estudos de pormenor desenvolvidos por Pereira (1987, 1988, 1989) aprofundaram o conhecimento das sequências sedimentares da região de Celorico de Basto, pondo em evidência a existência de uma importante lacuna estratigráfica entre a "Formação Pardelhas" ("Llandeilo") e a "Formação Campanhó e Ferradosa" (Silúrico), admitindo a ausência de depósitos do Ordovícico Superior. A mesma opinião foi mantida por este autor anos depois (Pereira, 2000). Uma pequena parte desta última unidade seria posteriormente correlacionada

Tabela 2.9. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior da "Faixa" de Covelas-Viana do Castelo.

Delgado (1908)	Costa (1929, 1931b)	Teixeira (1955b)	Costa & Teixeira (1957)	Teixeira et al. (1965, 1969)	Pereira & Ribeiro (1992)
Grauwackes de Sobrido	Grauvaques sem fósseis (*pro parte*)	Grauvaques do Sobrido	Xistos e grauvaques	Xistos e grauvaques. Quartzitos intercalados.	Formação de Sobrido "Grauvaques de Sobrido"
			Xistos gresoso-quartzíticos. Quartzítos intercalados		

com a Formação Guadramil do Ordovícico Superior por Sá (2005) e Sá *et al.* (2005).

No trabalho de síntese de Oliveira *et al*. (1992) foi adotada a litostratigrafia proposta por Pereira (1987), admitindo no entanto os autores que o topo da "Formação Pardelhas", que consideraram correlacionável com as formações "Xistenta" e "Valongo", poderia ser já "Caradociano inferior".

O trabalho de Sá *et al.* (2003) marca o início da modernização da litostratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal, incluindo o setor de Marão-Alvão. Aí foi identificada pela primeira vez uma unidade («Formação "Pelitos com fragmentos"») correlacionada por estes autores com os diamictitos glacio-marinhos da glaciação fini-ordovícica, do Hirnantiano, representados no domínio peri-Gondwânico de alta latitude.

O trabalho de Sá (2005) estabeleceu a base para uma litostratigrafia moderna do Ordovícico da região de Marão-Alvão, que se divide em quatro formações formalizadas por Sá *et al.* (2005). Estas abarcam desde o Arenigiano ao Hirnantiano (de muro a teto): Formação Vale de Bojas, Formação Marão (ambas reunidas no Grupo Quartzítico de Trás-os-Montes), Formação Moncorvo e Formação Guadramil. A última formação foi estabelecida para incluir a informal unidade «Formação "Pelitos com fragmentos"» identificada por Sá *et al.* (2003), sendo a única atribuível ao Ordovícico Superior, concretamente ao Hirnantiano, nesta região. Sá (2005) dividiu a Formação Guadramil em dois membros: Membro Ribeira de Guadramil, que inclui os depósitos glacio-marinhos e é correlacionável com a Formação Sobrido de Valongo; e Membro Sal Moído, correlacionável com a Formação Vale da Ursa de Portugal central atribuída maioritariamente já ao Silúrico, aflorando apenas no setor de Alvão. O autor precisou ainda a idade do topo da Formação Moncorvo, datando-o do Dobrotiviano inferior, excluindo, à partida, a hipótese sugerida por Romano (1982a) e Oliveira *et al.* (1992), de uma idade "Caradoc" para os níveis superiores dessa sequência. Sá (2005) e Sá *et al*. (2005, 2006a) consideraram que a sequência Ordovícica da Estrutura Marão-Alvão tem mais semelhanças com a do Anticlinal de Valongo do que com as dos restantes setores do domínio transmontano.

Posteriormente, Meireles (2013) referiu que reconhecimentos recentes efetuados na região do Marão permitiram comprovar a existência de diversos afloramentos de diamictitos (Formação Guadramil, Hirnantiano) tanto no setor norte como no sul desta serra.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior da região de Marão-Alvão e a sua correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI

Tabela 2.10. Correlação das diferentes unidades individualizadas atribuídos formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior do Estrutura Marão-Alvão.

Pereira (1987, 1989)	Pereira (2000)	Sá et al. (2003)	Sá (2005); Sá et al. (2005, 2006a)
Formação Campanhó (*pro parte*)	Formação de Campanhó e Ferradosa (*pro parte*)	Formação "Pelitos com fragmentos"	Formação Guadramil

portuguesa está sintetizado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nessa tabela. A correlação entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.10.

2.2.3.12. Trás-os-Montes

Antecedentes estratigráficos e estado da arte.

Devido à complexidade estrutural dos afloramentos ordovícicos da região de Trás-os-Montes, e à frequente reunião do seu conjunto nos estudos posteriores, otpou-se neste trabalho por reunir no mesmo subcapítulo as sequências ordovícicas que afloram na periferia do Maciço de Morais, desde Murça até Miranda do Douro, incluindo mais a sul o Sinclinal de Moncorvo-Poiares, e também as pequenas manchas no limite norte do distrito de Bragança (setor Montesinho) (*vd*. Sá, 2005; Sá *et al*., 2005).

O Ordovícico da ZCI da região de Trás-os-Montes assistiu nos últimos vinte anos a um notável aumento de conhecimento, não só do ponto de vista estratigráfico, mas também do ponto de vista estrutural e de evolução geodinâmica. Devido à complexidade estrutural deste setor e à existência de trabalhos recentes extensos muito completos sobre as sequências ordovícicas autóctones desta região, optámos por enfocar aqui os principais estudos no setor português, com simplificação e enfoque essencial nos dados que permitem gisar uma resenha do estudo estratigráfico dos níveis atualmente atribuídos ao Ordovícico Superior. Aconselhamos por isso a consulta dos trabalhos de Sá (2005), Meireles (2013) e Dias da Silva (2014) para um maior detalhe e para análise dos numerosos trabalhos efetuados no setor espanhol.

O primeiro trabalho geológico a enfocar níveis da região de Trás-os-Montes atualmente atribuídos ao Ordovícico Superior foi elaborado por Delgado (1888), que efetuou um breve estudo sobre os jazigos de mármore e alabastro de Santo Adrião, os quais atribuiu então ao Silúrico" (entenda-se aos atuais Sistemas Ordovícico e Silúrico). A ausência de dados paleontológicos não lhe permitiu pormenorizar a datação. Designou posteriormente a sequência estudada como "Calcaires de Santo Adrião" (Delgado, 1908), unidade que descreveu e atribuiu ao Silúrico superior (atual sistema Silúrico). Considerou ainda o Ordovícico Superior ausente na sequência ordovícica dos diferentes setores estudados (Moncorvo e zona nordeste transmontana).

Mais tarde, Romariz & Diniz (1962) efetuaram um estudo petrográfico dos "calcários de Santo Adrião", considerando que seriam provavelmente silúricos. Na monografia de referência do século XX para a geologia de Trás-os-Montes, Ribeiro (1974) incluiu estes níveis no "Complexe volcano-sédimentaire de l'Ordovicien supérieur", limitado à região de Vimioso-S. Pedro da Silva, tendo sido o primeiro autor a considerar a representação da última Série ordovícica na região de Trás-os-Montes. A topo desta unidade, Ribeiro (1974) distinguiu a "Formation infraquartzitique", tendo descrito na sua base níveis de "Ampélites et lydiennes ou tilloïdes basales" que atribuiu ao Silúrico. Esta atribuição baseou-se na presença de liditos que Ribeiro (1974) indicou ocorrerem somente em níveis silúricos em toda a Península Ibérica e nunca em depósitos ordovícicos.

No setor do Sinclinal de Moncorvo, Teixeira (1981) considerou que a "formação xistenta" (unidade informal "formation schisteuse" de Ribeiro, 1974), que atribuiu ao

"Llandeilo", marcaria o topo da sequência ordovícica, considerando assim que o Ordovícico Superior não estaria representado. Já para o setor nordeste transmontano, Teixeira (1981) correlacionou os calcários lenticulares do "complexo vulcano-sedimentar de Vimioso" com os carbonatos da Formação Porto de Santa Anna (atualmente Formação Ferradosa) do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco. No entanto, face à falta de elementos paleontológicos, atribuiu-os ao Silúrico, não discutindo a disparidade de idade com a Formação Ferradosa do Ordovícico Superior, com a qual tinha correlacionado litostratigraficamente os calcários do Vimioso. Este autor referiu ainda a ocorrência em alguns sectores de um leito conglomerático que interpretou como marcador da discordância aparente existente entre os depósitos atribuíveis ao Sistema Ordovícico e os atribuíveis ao Sistema Silúrico.

Na síntese de Romano (1982a), baseada na análise bibliográfica dos trabalhos anteriores, o autor representou a unidade "calcários, vulcanitos básicos (lavas e tufos) e quartzitos" como sendo a mais recente da sequência sedimentar ordovícica da região de Trás-os-Montes. Porém, Romano (1982a) sugeriu que o "tilóide basal" de Ribeiro (1974) ("Ampélites et lydiennes ou tilloïdes basales" da "Formation infraquartzitique") poder-se-ia correlacionar com a Formação Sobrido do Anticlinal de Valongo, interpretação atualmente aceite.

Posteriormente, Gutiérrez-Marco *et al*. (1990) assinalaram a quase ausência de rochas do Ordovícico Superior na região transmontana. Estes autores propuseram informalmente a "Formação Vimioso" para incorporar os níveis designados como "complexo vulcano-sedimentar" pelos autores anteriores. Os níveis de "tilóides", para os quais não propuseram designação litostratigráfica nem seguiram a proposta anterior (incluídos na base da "Formation infraquartzitique" de Ribeiro, 1974), foram correlacionados com os depósitos de génese glaciar do Hirnantiano da Iberoarmórica, à semelhança do que sugeriu Romano (1982a).

Em continuidade, Oliveira *et al*. (1992) discutiram a proliferação de termos informais e defenderam a necessidade da harmonização e formalização da litostratigrafia do domínio transmontano. Efetuam um esforço nesse sentido, e sugerem o nome "Formação de Santo Adrião" para a "Formação Vimioso" e "complexo vulcano-sedimentar" dos autores anteriores. Porém, não separam o "Tilóide" da "Formação Infra-quartzítica". Oliveira *et al.* (1992) correlacionaram a "Formação de Santo Adrião" com a Formação Porto de Santa Anna do Buçaco e descreveram a passagem lateral desta formação ao "tilóide" basal, que consideram já silúrico. Não discutiram a relação estratigráfica e cronostratigráfica desta passagem lateral entre as duas unidades.

Foi no trabalho de Gutiérrez-Marco *et al.* (1995) que foram identificados pela primeira vez níveis com briozoários e equinodermes, que descreveram como "xistos de cor beje claro". Correlacionaram estes depósitos com o Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, atribuindo-os de igual modo ao "Caradoc". Gutiérrez-Marco *et al.* (1995) consideraram que os "xistos de cor beje claro" não deverão estar em continuidade estratigráfica com a subjacente "Formação Xistenta" (Ribeiro, 1974), unidade atribuída ao Ordovícico Médio.

No mesmo ano, Meireles *et al*. (1995) apresentaram novos dados sobre a litostratigrafia do nordeste transmontano definindo para a última Série ordovícica duas formações (de muro a

teto): "Formação Maceiras", na região de Guadramil, e a "Formação do Rio Sabor", representada no setor de França (Bragança). Os níveis de "tilóides" foram excluídos da "Formação infraquartzítica", mas mantiveram-se sem designação litostratigráfica. No que diz respeito à cronostratigrafia, Meireles *et al.* (1995) atribuíram a "Formação Maceiras" ao "Caradoc" e esclareceram que a sua sequência fora até então incluída na "Formação Quartzítica" de idade silúrica. A "Formação do Rio Sabor", de caráter vulcano-sedimentar, foi correlacionada com os depósitos da região de Vimioso usualmente descritos como "complexo vulcano-sedimentar" e, juntamente com os níveis de "tilóides", foi atribuída ao "Ashgiliano".

Posteriormente Pereira (2000, 2006), na folha 2 da Carta Geológica de Portugal na escala 1:200.000, seguiu em parte a proposta litostratigráfica de Meireles *et al.* (1995), atribuindo a "Formação de Maceiras" e a "Formação de Santo Adrião" ao "Caradoc" e o nível de tilóides que, à semelhança de Ribeiro (1974), consideraram base da "Formação Infraquartzítica", ao "Ashgill".

Os trabalhos de Meireles (2000a,b) apresentaram a cartografia geológica na escala 1:50.000 da região de Deilão e Espinhosela. Neles, para a primeira área, foram diferenciadas duas formações do Ordovícico Superior: "Formação Maceiras", atribuída ao "Caradociano" e «Formação de "Pelitos com fragmentos"», do "Ashgiliano". Para a segunda região, o autor considerou representada apenas a "Formação Maceiras".

Dada a complexidade estrutural de afloramentos ordovícicos do nordestes de Portugal, Sá *et al.* (2003) optaram pela divisão desta região em quatro setores: Montesinho, periférico do Maciço de Morais, Moncorvo-Poiares e Marão-Alvão (esta última incluída neste trabalho na secção 4.11.). Identificaram quatro unidades (de muro a teto): "Formação Chão do Amieiral" (Moncorvo), "Formação Maceiras" (Montesinho), "Formação Santo Adrião" (periférico do maciço de Morais) e «Formação "Pelitos com fragmentos"» (ausente no setor periférico do Maciço de Morais). A "Formação Chão do Amieiral" foi proposta para incluir os "xistos de cor beje claro" de Gutiérrez-Marco *et al.* (1995). A presença de um nível de ferro oolítico na base desta unidade e na base da "Formação Maceiras" permitiu-lhes sugerir correlação com a Camada Favaçal de Portugal Central, sendo ambas formações atribuídas ao Berouniano. O facto de serem litologicamente distintas e aflorantes em diferentes setores justificou a sua individualização. A "Formação Santo Adrião" foi atribuída ao Kralodvoriano e os "pelitos com fragmentos" ao Hirnantiano.

Os dados anteriores foram desenvolvidos e completados em Sá (2005), num trabalho de revisão e atualização da litostratigrafia das sequências ordovícicas da Zona Centro-Ibérica do nordeste Português, suportada numa aprofundada análise do conteúdo biostratigráfico destas unidades. Neste trabalho, o autor distinguiu e estabeleceu a base para a formalização de quatro formações datadas do Ordovícico Superior, posteriormente formalizadas no trabalho de Sá *et al.* (2005) (de muro a teto): Formação Chão do Amieiral, Formação Santo Adrião, Formação Maceiras e Formação Guadramil. Sá *et al.* (2005) formalizaram ainda a Camada Chôsavelha, correspondente ao espesso nível de ferro oolítico existente na base da Formação Chão do Amieiral, correlacionável com a Camada Favaçal de Portugal central, tendo atribuído esta unidade ao "Berouniano médio-superior" pelo conteúdo paleontológico e correlação com as formações Louredo e Cabeço de Peão de Portugal central. O enquadramento cronostratigráfico da Formação Maceiras foi corrigido neste trabalho, tendo sido atribuída ao Hirnantiano por correlação com o membro inferior da Formação Sobrido do Anticlinal de

Valongo e com a Formação Ribeira Cimeira do Sinclinal de Buçaco. A análise detalhada do nível ferruginoso basal desta formação demonstrou a ausência de oólitos. A idade das duas restantes formações foi mantida, sendo a segunda dividida em dois membros: Membro Ribeira de Guadramil, que inclui os depósitos glacio-marinhos; e Membro Sal Moído, correlacionável com a Formação Vale da Ursa de Portugal central. Estes dados foram posteriormente resumidos em Sá *et al.* (2005; 2006) e Meireles *et al.* (2006).

Recentemente, Meireles (2013) reviu e apresentou novos dados sobre a litostratigrafia do Paleozoico do setor a nordeste de Bragança, considerando que o Ordovícico Superior está representado na sequência ordovícica do prolongamento em território português da Sinforma de Alcañices, Espanha, nas áreas de Guadramil (flanco norte) e São Martinho de Angueira (flanco sul) e Vimioso. Na área de Guadramil, Meireles (2013) considerou o Ordovícico Superior representado pelas Formações Maceiras e Guadramil. O nível de ferro com esferólitos da base da Formação Guadramil foi correlacionado pelo autor com o ferro oolítico geograficamente expandido do Hirnantiano basal descrito por Young (1989). Porém, Young (1989) não descreve nenhum nível de ferro oolítico na base do Hirnantiano, mas sim na base do "Ashgill" (que se corresponde maioritariamente com o topo do Berouniano), pelo que a constatação de Meireles (2013) deverá corresponder a um equívoco. É, no entanto, importante acrescentar que em Guadramil as unidades reconhecidas para o Ordovícico Superior (formações Maceiras e Guadramil) e mesmo para a parte inferior do Silúrico (Formação Campanhó) estão separadas por níveis ferruginosos (Meireles, 2013). Na área de São Martinho de Angueira, Meireles (2013) identificou afloramentos do Ordovícico Superior representados pelas formações Chão do Amieiral e Guadramil. A Formação Chão do Amieiral foi neste trabalho pela primeira vez reconhecida fora do sinclinal de Moncorvo. Em ambos os setores este autor considerou que a Formação Guadramil, quando não se encontra em posição subjacente ao Silúrico autóctone, contacta a topo com as unidades parautóctones (unidades Inferior e Superior) através do carreamento Ribeira de Silos. Por seu lado, foi reconhecida

Tabela 2.11. Correlação das diferentes unidades individualizadas formal e informalmente aos depósitos do Ordovícico Superior de Trás-os-Montes.

Delgado (1888)	Delgado (1908)	Romariz & Diniz (1962)	Ribeiro (1974)	Teixeira (1981)	Romano (1982)	Gutteirrez-Marco et al. (1990)	Oliveira et al. (1992)	Gutierrez-Marco et al. (1995)	Meireles et al. (1995)	Meireles et al. (2000a,b)	Pereira (2000)	Sá et al. (2003)	Sá (2005); Sá et al. (2005, 2006a); Meireles (2011)
			Ampélites et lydiennes ou tilloides basales (*pro parte*)	leito conglomerático pouco desenvolvido		Tilloid	tilóide		nível de tiloide	Pelitos com fragmentos	Formação Ferradosa	Formação "Pelitos com fragmentos"	Formação Guadramil
									Formação Maceiras (*pro parte*)	Formação Maceiras	Formação Campanhó-Ferradosa (*pro parte*)	Formação Maceiras (*pro parte*)	Formação Maceiras
Mármore e alabastro de Santo Adrião	Calcaires de Santo Adrião	Calcários cristalinos de Vimioso	Complexe volcano sédimentaire de l'Ordovicien supérieur	Calcários de Santo Adrião	limestones, volcanics, quartzites	Vimioso Formation	Formação de Santo Adrião					Formação Santo Adrião	Formação Santo Adrião
								"xistos de cor beje claro"				Formação Chão do Amieiral	Formação Chão do Amieiral

uma paraconformidade entre as formações Santo Adrião e Maceiras. Neste trabalho foram ainda cruzados os dados obtidos com os existentes para os restantes setores da ZCI, considerando o autor que as sequências do Ordovícico Superior transmontano se assemelham mais às de Portugal Central (Buçaco, Amêndoa) e que às do Douro Inferior (Marão-Alvão) têm maior afinidade com as de Valongo. Meireles (2013) chama ainda a atenção para a existência de brechas tectónicas, incluídas comummente no "tiloide basal", que poderão ser confundidas com os depósitos glaciais da Formação Guadramil e revê o posicionamento cronostratigráfico e tectonostratigráfico da Formação Rio Sabor (Meireles *et al.*, 1995), considerando-a silúrica e pertencente ao parautóctone.

O trabalho efetuado por Dias da Silva *et al*. (2010), baseado em cartografia de pormenor da região de Palaçoulo, referiu a existência de um hiato erosivo no topo da Formação Marão, sobre o qual se formaram em discordância angular as sequências da Formação Santo Adrião. O resultado do trabalho de doutoramento deste autor foi compilado em Dias da Silva (2013) e publicado no ano seguinte (Dias da Silva, 2014). O autor descreveu uma discordância angular de muito baixo ângulo entre a Formação Moncorvo (Ordovícico Médio) e a Formação Santo Adrião (Ordovícico Superior), que se observa apenas no setor norte, entre Palouço e as Minas de Santo Adrião. Dias da Silva (2014) formalizou uma nova unidade, a Formação Ribeiro dos Ferreiros, para incluir níveis a teto da Formação Santo Adrião que supostamente afloram na área das Minas de Santo Adrião e se estendem para norte até ao Granito de Caçarelhos. Estes níveis foram incluídos por autores anteriores (e.g. Pereira, 1987, Sá, 2005) nas formações Moncorvo (do Ordovícico Médio, subjacente à Formação Santo Adrião) e Campanhó (atribuída ao Silúrico, sobrejacente à Formação Ribeiro dos Ferreiros), dada a similaridade litológica (xistos negros) com os materiais dessas unidades. Porém, a sua posição estratigráfica, diferenças litológicas (ainda que menores), posteriormente verificadas com dados da geoquímica, justificaram para o autor a individualização desta nova unidade. O facto destes materiais serem contemplados pela definição da Formação Santo Adrião, leva a que neste trabalho se tenha optado por considerar a Formação Ribeiro dos Ferreiros um sinónimo *pro parte*.

O conhecimento estratigráfico atual da sequência ordovícica superior da região de Trás-os-Montes e correlação com as sequências da mesma idade de outras regiões da ZCI portuguesa está sintetizado e simplificado na Tab. 2.12. As designações formais e atualizadas das unidades litostratigráficas desta região são as utilizadas nesse quadro. A sinonímia entre as unidades estabelecidas pelos diferentes autores para esta região está organizada na Tab. 2.11.

2.2.4. Conclusões

Os depósitos de idade ordovícica da Zona Centro-Ibérica (ZCI) fazem parte dos aspetos geológicos que mais cedo suscitaram o interesse dos geólogos pioneiros em Portugal, não obstante a sua limitada extensão geográfica em território nacional. Embora o reconhecimento de unidades atualmente atribuíveis ao Ordovícico Superior date de há mais de 150 anos, os depósitos desta Série passaram despercebidos durante largos anos nos estudos geológicos efetuados em várias regiões de Portugal.

A revisão dos estudos estratigráficos das sequências ordovícicas da Zona Centro Ibérica portuguesa permitiram distinguir 12 regiões geológico-geográficas (Fig. 2.8) onde se

reconhecem níveis atribuíveis ao Ordovícico Superior: Sinclinal de Buçaco, Sinclinal de Fajão-Moradal, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, Sinclinal de Vila Velha de Rodão, Sinclinal de Penha Garcia, Sinclinal de Portalegre, Anticlinal de Valongo, Anticlinal de Arouca-Castro Daire, Sinclinal de Marofa, Faixa Covelas-Viana do Castelo, Estrutura Marão-Alvão e Trás-os-Montes. Existe, porém, uma marcada assimetria do conhecimento existente para estas 12 regiões. O detalhado conhecimento das sequências estratigráficas dos sinclinais de Buçaco, Amêndoa-Carvoeiro, do Anticlinal de Valongo, Estrutura Marão-Alvão e do setor de Trás-os-Montes contrasta com o conhecimento superficial das sequências do Ordovícico Superior dos sinclinais de Fajão-Moradal, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e Marofa e mais ainda com a quase ausência de dados do Sinclinal de Portalegre, cujo conhecimento atual não é muito distante daquele que se tinha há mais de cem anos.

Os novos dados paleontológicos apresentados neste trabalho revelam várias associações fossilíferas anteriormente desconhecidas nos sinclinais de Buçaco, Fajão-Moradal, Amêndoa-Carvoeiro, Vila Velha de Ródão e Portalegre, as quais permitiram corroborar ou reavaliar a atribuição cronostratigráfica de várias unidades. Estes dados demonstram também o potencial biostratigráfico de sequências onde anteriormente não era conhecido conteúdo macrofóssil, como as dos sinclinais de Vila Velha de Ródão e Portalegre. Os novos dados litostratigráficos e a análise dos antecedentes estratigráficos permitiram homogeneizar as unidades, por vezes definidas localmente com fins operativos e propostas sem formalização. Neste contexto, propõe-se neste trabalho a designação de Formação Porto de Santa Anna para a informal "Formação Santa Luzia" do Sinclinal de Fajão-Moradal, Formação Louredo para os níveis anteriormente incluídos na Formação Cabeço do Peão do Sinclinal de Vila Velha de Ródão e Formação Sobrido para o conjunto das formações informais "Rebentão" e "Louzadela", do Sinclinal de Arouca-Castro Daire.

Esta análise permitiu revelar as problemáticas atualmente existentes no que respeita ao conhecimento do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica, resumindo quais as necessidades futuras da investigação neste tema. Adicionalmente, o facto de em muitas das estruturas descritas se ter considerado até recentemente que a sequência ordovícica só estaria representada até ao Ordovícico Médio, sugere que estudos futuros nos sinclinais de Caldas de S. Jorge-Carvoeiro e de Castelo Branco poderão revelar a existência de materiais atribuíveis ao Ordovícico Superior também nestas estruturas (ambas carentes de um estudo litostratigráfico detalhado). Fica também patente a necessidade da adoção imperiosa das escalas regionais cronostratigráficas oficiais para obter a maior resolução e precisão possíveis e evitar os erros cronostratigráficos frequentes e por vezes grosseiros, que dificultam não só a correlação de dados entre diferentes autores como também a interpretação de novos dados.

GLOBAL			REGIONAL	SINCLINAL DE BUÇACO	SINCLINAL DE FAJÃO-MORADAL	SINCLINAL DE AMÊNDOA-CARVOEIRO	SINCLINAL DE VILA VELHA DE RÓDÃO	SINCLINAL DE PENHA GARCIA	SINCLINAL DE PORTALEGRE	ANTICLINAL DE VALONGO	SINCLINAL DE AROUCA-C. DAIRE	SINCLINAL DE MAROFA	FAIXA COVELAS-VIANA DO CASTELO	ESTRUTURA MARÃO-ALVÃO	TRÁS-OS-MONTES
SÉRIE	ANDAR	*fatias de Andar*	**Andares regionais mediterrânicos (Bergström *et al.*, 2009)**	Young (1985, 1988)	Young (1985, 1988); Metodiev & Romão (2010); neste trabalho	Young (1985, 1988); Romão (2000, 2006)	Metodiev *et al.* (2009); neste trabalho	Young (1985, 1988); Sequeira *et al.* (1999)	Piçarra *et al.* (1999); neste trabalho	Romano & Diggens (1974); Couto *et al.* (1997)	Medeiros *et al.* (1964); Ribeiro *et al.* (1997); Rodrigues (1997) Pereira *et al.* (1980, 2007)	Meireles *et al.* (2010)	Teixeira *et al.* (1965, 1969); Pereira & Ribeiro (1992)	Sá (2005); Sá *et al.* (2005)	Sá (2005); Sá *et al.* (2005); Meireles (2013); Dias da Silva (2014)
ORDOVÍCICO SUPERIOR	HIRNANTIANO	Hi2	HIRNANTIANO (=KOSOVIANO)	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal	Fm. Casal Carvalhal			Fm. Sobrido	Fm. Sobrido	Fm. Sobrido	Fm. Sobrido	Fm. Guadramil	Fm. Guadramil
				Fm. Ribeira Cimeira											Fm. Maceiras
		Hi1		Fm. Ribeira do Braçal											
	KATIANO	Ka4	KRALODVORIANO	Fm. Porto de Santa Anna / Fm. Ferradosa	Fm. Porto de Santa Anna										Fm. Santo Adrião
		Ka3													
		Ka2	BEROUNIANO sup.		Fm. Ribeira da Laje	Fm. Ribeira da Laje	Fm. Ribeira da Laje	Fm. Ribeira da Laje	?Fm. Ribeira da Laje						
		Ka1													
	SANDBIANO	Sa2	BEROUNIANO méd	Fm. Louredo	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Cabeço do Peão	Fm. Louredo	Fm. Louredo	Fm. Cabeço do Peão						Fm. Chão do Amieiral
			BEROUNIANO inf.	Fm. Carregueira		Fm. Carregueira	Fm. Carregueira								
		Sa1	DOBROTIVIANO sup.												

Tabela 2.12. Correlação litostratigráfica do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa para os 12 setores geológico-geográficos descritos no Capítulo 2. Os principais trabalhos que definiram a litostratigrafia das sequências analisadas estão mencionados para cada um dos setores.

3. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOLÓGICO DAS ÁREAS DE ESTUDO

A região abrangida por este estudo corresponde aos afloramentos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa, elencados anteriormente no Capítulo 2. Porém, em apenas seis das 12 estruturas onde atualmente se conhecem sequências atribuíveis ao Ordovícico Superior se conhecem, até à presente data, ocorrências de fósseis de trilobites. Por este motivo, estas são as áreas selecionadas para o estudo paleontológico e são estas as áreas enquadradas neste capítulo.

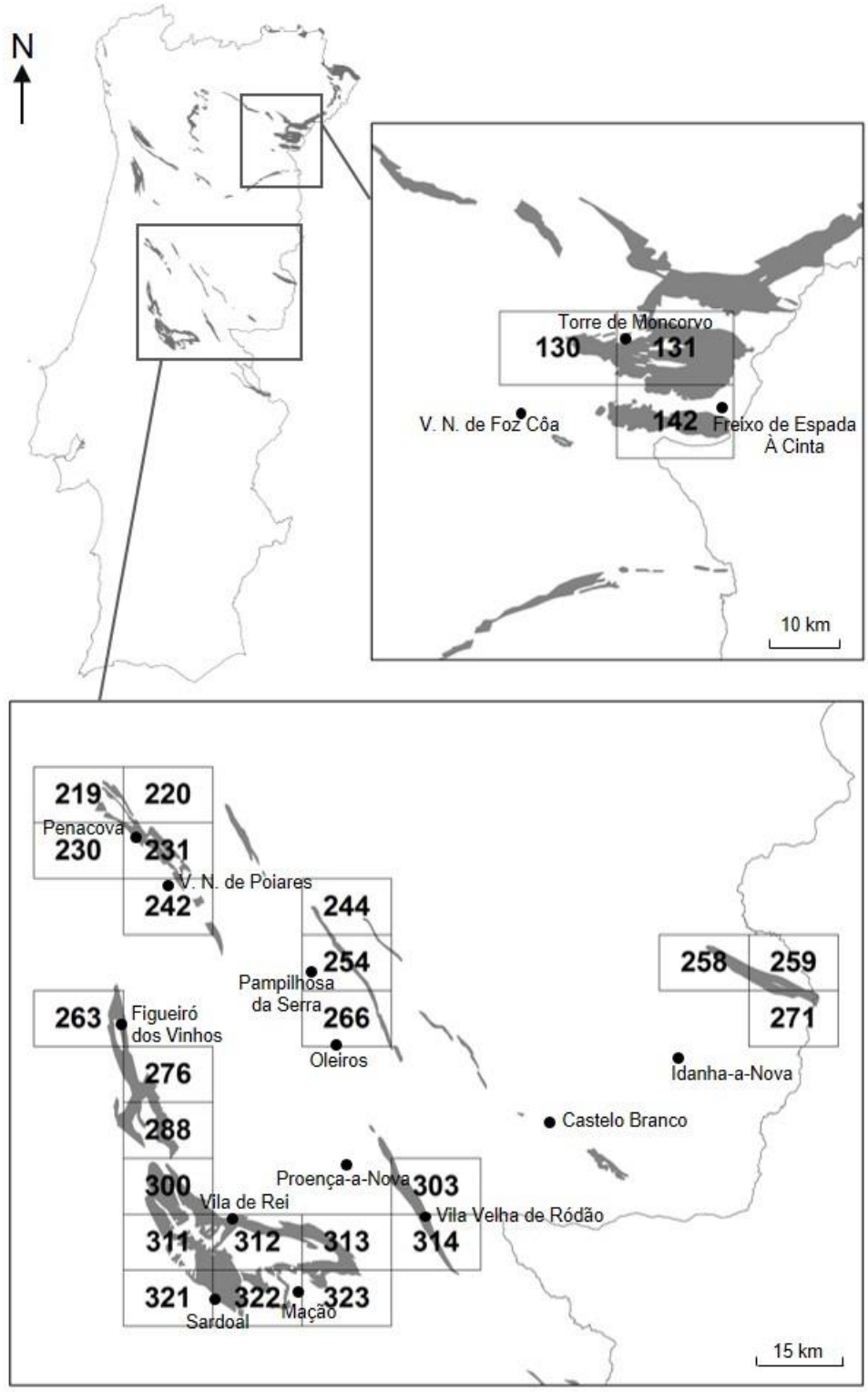
3.1. Enquadramento geográfico geral

A área de estudo do presente trabalho enquadra-se nas regiões norte e centro de Portugal continental, sendo constituída por diversos afloramentos ordovícicos (Figs. 3.1, 3.2) que se localizam nos distritos de (de norte para sul e de oeste para este): Bragança (concelho de Torre de Moncorvo), Aveiro (concelho da Mealhada), Coimbra (concelhos de Penacova e Vila Nova de Poiares e Pampilhosa da Serra), Castelo Branco (concelhos de Oleiros, Sertã, Vila de Rei, Proença-a-Nova, Vila Velha de Ródão e Idanha-a-Nova), Leiria (concelho de Figueiró dos Vinhos) e Santarém (Sardoal, Mação). Estas áreas estão topograficamente localizadas nas folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25.0000 representadas na Fig. 3.1. A grande maioria das áreas estudadas está retalhada por uma boa rede de acessos viários, existindo, porém, algumas localidades cujo acesso é apenas possível por caminhos florestais (nomeadamente em Torre de Moncorvo, Mealhada, Penacova, Mação e Idanha-a-Nova).

3.2. Enquadramento geológico

As áreas em estudo enquadram-se geologicamente na unidade morfoestrutural Maciço Hespérico ou Ibérico, constituído por rochas com idades proterozoicas e paleozoicas e um dos fragmentos do orógeno varisco mais representativo, sendo o mais contínuo do continente europeu (Ribeiro *et al.*, 1979). Este maciço apresenta uma marcada zonalidade transversal, de natureza tectónica e litológica, que foi pioneiramente abordada por Lotze (1945) que foi quem propôs o primeiro esquema de divisão do Maciço Ibérico (de norte para sul): Zona Cantábrica, Zona Ocidental Asturo-Leonesa, Zona Galaico-Castelhana, Zona Lusitana Oriental-Alcudiana, Zona de Ossa Morena e Zona Sul Portuguesa. Posteriormente, Julivert *et al.* (1974) introduziram algumas modificações à divisão proposta por Lotze, unificando as zonas Galaico-Castelhana e Lusitana Oriental-Alcudiana na Zona Centro-Ibérica, a qual é objeto deste estudo. Dentro desta zona, Julivert *et al.* (1974) distinguiram a Subzona Galiza Média – Trás-os-Montes. Esta subzona foi individualizada como zona independente por Farias *et al.* (1987; Zona Galiza – Trás-os-Montes). O resultado de vários trabalhos (e.g.

Figura 3.1. (página seguinte) Esquema geológico dos afloramentos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica portuguesa com enquadramento dos setores de estudo, com referência às folhas da Carta Militar de Portugal à escala 1:25000 (IGeoE, Lisboa). As folhas cujo nome se encontra em negrito correspondem àquelas em cujas regiões foram desenvolvidos trabalhos mais pormenorizados.



Carta Militar de Portugal 1:25000		244	Cebola (Covilhã)	300	Ferreira do Zêzere
130	Torre de Moncorvo	**254**	**Vidual (Pampilhosa da Serra)**	303	Sarnadas do Ródão (V.V. Ródão)
131	**Carviçais (Torre de Moncorvo)**	258	Monsanto (Idanha-a-Nova)	311	Serra (Tomar)
142	Freixo de Espada à Cinta	**259**	**Vale Feitoso (Idanha-a-Nova)**	**312**	**Amêndoa (Mação)**
219	**Mealhada**	263	Espinhal (Penela)	**313**	**Carvoeiro (Mação)**
220	**Marmeleira (Mortágua)**	266	Orvalho (Oleiros)	**314**	**Vila Velha de Ródão**
230	**Coimbra**	**271**	**Monfortinho (Idanha-a-Nova)**	321	Sardoal
231	**Penacova**	276	Figueiró dos Vinhos	**322**	**Mação**
242	**Foz de Arouce (Lousa)**	288	Sernache do Bom Jardim (Sertã)	323	Amieira (Niza)

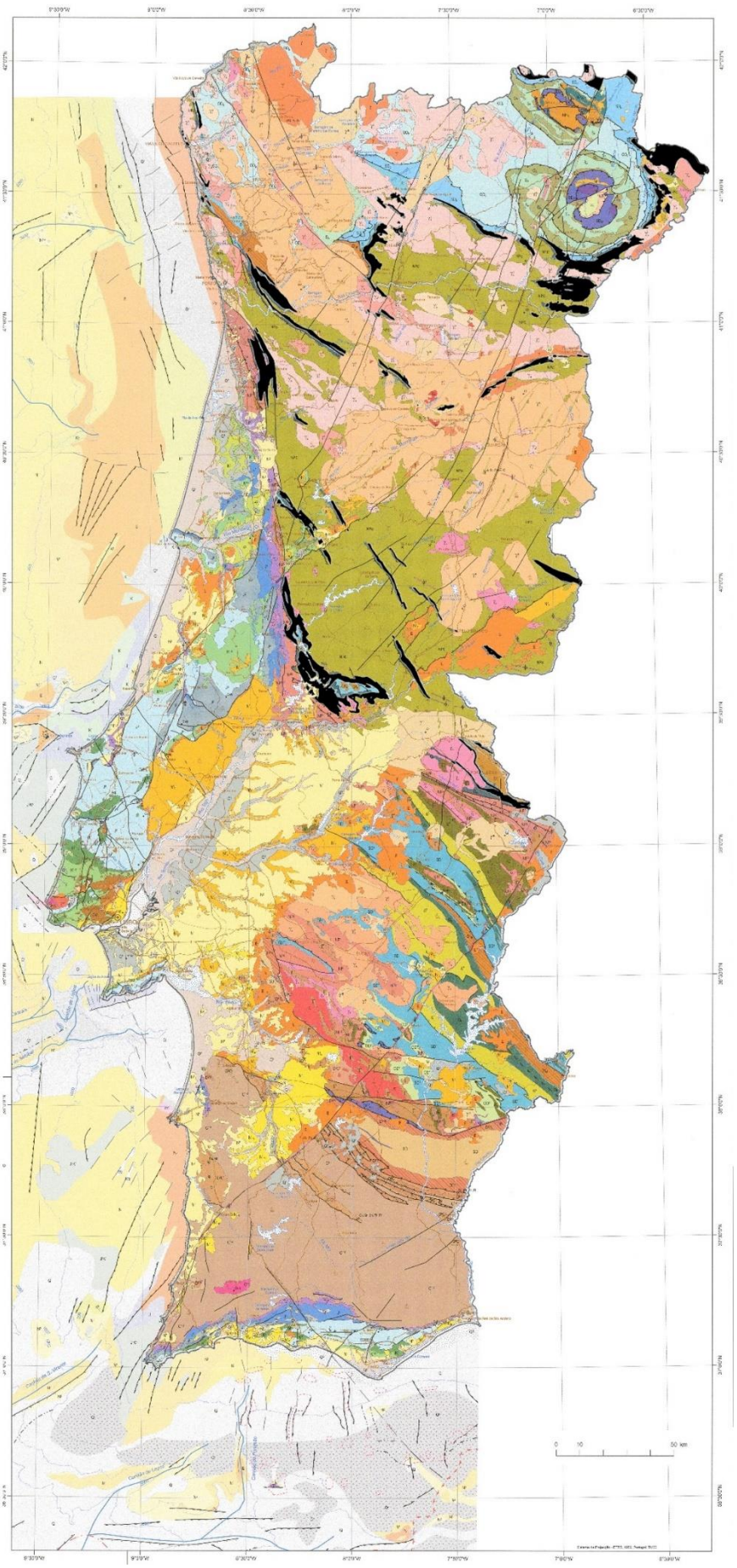


Figura 3.2. (página anterior) Mapa geológico de Portugal à escala 1:1000000 (LNEG, 2010), com destaque a preto dos afloramentos ordovícicos da Zona Centro-Ibérica portuguesa.

Robardet, 1976; Martínez Catalán, 1985, 1990; Julivert & Martínez, 1983; Ribeiro, 2006), conduziram ao esquema atual (Fig. 3.3), no qual a Zona Centro-Ibérica inclui dois domínios: Domínio do Olho de Sapo, a norte, e o Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico (Martínez Catalán *et al.*, 2004). A área de estudo insere-se neste segundo domínio.

3.2.1. Zona Centro-Ibérica

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) está atualmente limitada aos materiais autóctones subjacentes ao acidente basal da Zona Galiza – Trás-os-Montes. Está limitada a norte pela falha do Vivero (Martínez Catalán, 1985), através da qual contacta com a Zona Ocidental Asturo-Leonesa, e a oeste e sul pela Zona de Ossa-Morena, através da importante Zona de Cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba (Julivert & Martínez, 1983; Azor *et al.*, 1994) (Fig. 3.4).

Uma das características estratigráficas mais marcantes da ZCI é o caráter transgressivo dos depósitos atribuídos ao Ordovícico Inferior sobre as sequências infrajacentes, assinalado por uma importante discordância angular entre estas megassequências. Atualmente a subdivisão desta zona nos domínios Olho de Sapo e Complexo Xisto-Grauváquico baseia-se sobretudo num critério estratigráfico (Azor *et al.*, 1992; Martínez Catalán *et al.*, 2004). O Domínio do Olho de Sapo caracteriza-se sobretudo por um metamorfismo regional de alto

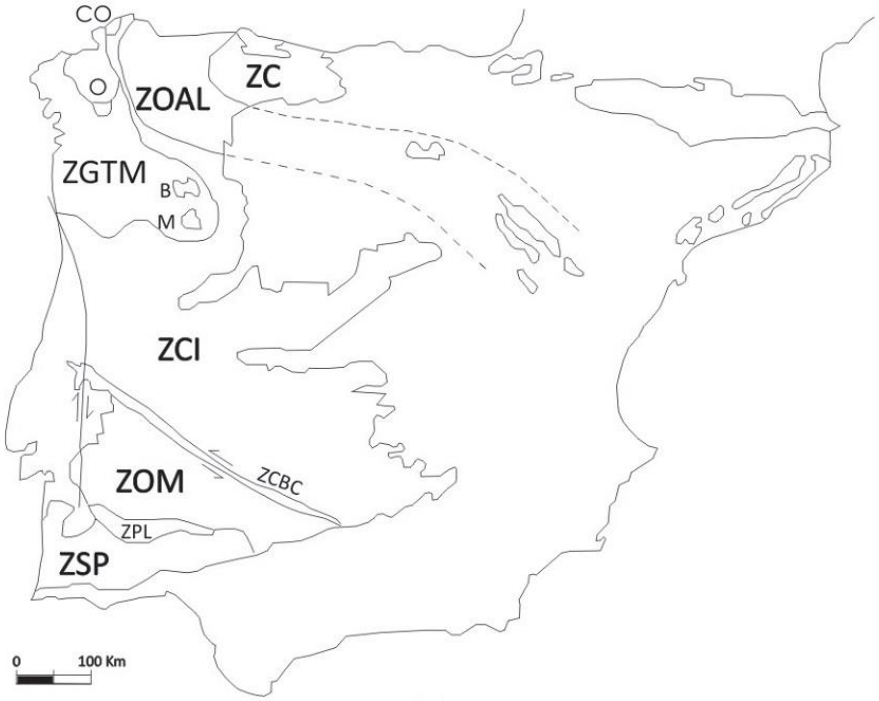


Figura 3.3. Unidades estruturais e zonas tectonostratigráficas do Maciço Ibérico. Modificado de Quesada (1991, 1992). ZC, Zona Cantábrica; ZOAL, Zona Oeste astúrico-Leonesa; ZGTM, Zona Galiza Média Trás-os-Montes (B, Complexo de Bragança; M, Complexo de Morais; CO, Complexo do Cabo Ortegal; O, Complexo de Órdenes); ZCI, Zona Centro-Ibérica; ZOM, Zona Ossa Morena; ZSP, Zona sul Portuguesa; ZCBC, Zona de cisalhamento Badajoz-Córdoba; ZPL, Zona Pulo do Lobo.

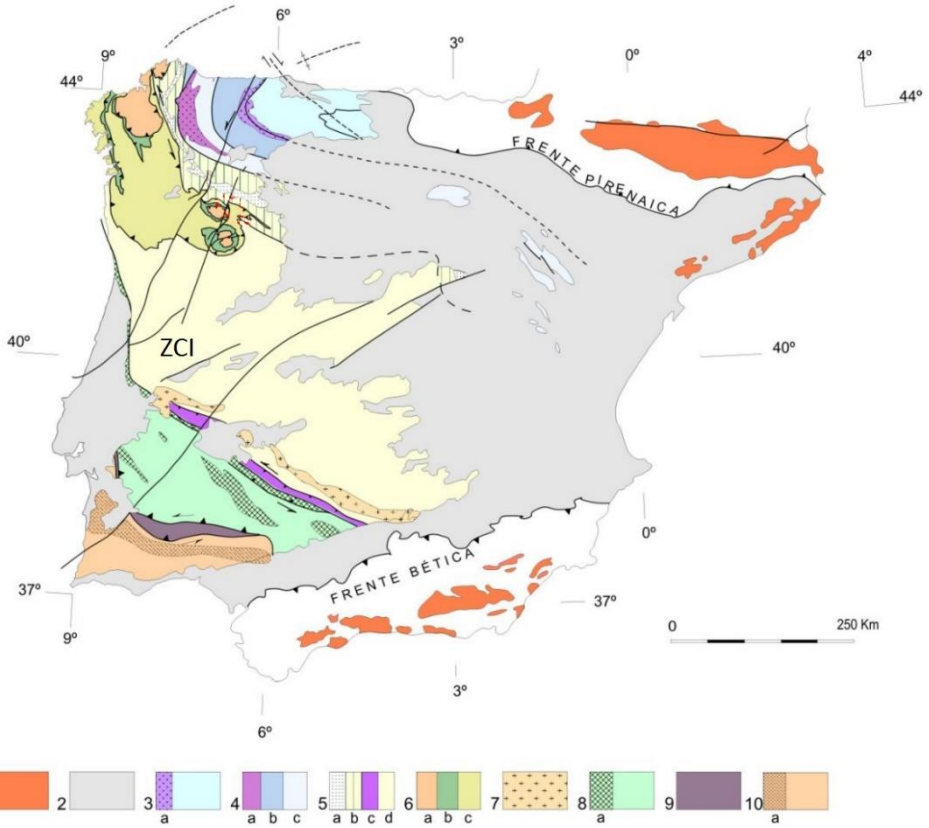


Figura 3.4. Unidades geoestruturais da Península Ibérica (modificado de Julivert *et al*., 1972; Farias *et al.*, 1987; Quesada, 1991; Diez Balda *et al*.,1990; González Clavijo, 1997). 1 – Afloramentos proterozoicos e paleozoicos nas Cadeias Alpinas; 2 – Cobertura Meso-Cenozóica; 3 – Z. Cantábrica (a – Antiforma de Narcea); 4 – Zona Ocidental Asturo-Leonesa (a – Domo de Lugo; b – Manto de Mondoñedo; c – Domínio de Nave e Alto Sil); 5 – Zona Centro Ibérica (a – Formação Olho de Sapo; b - Domínio de Olho de Sapo; c - Domínio do CXG; d – Unidade alóctone meridional); 6 – Zona Galiza – Trás-os-Montes (a – Domínio Xistento; b- Complexos Alóctones); 7 – Batólitos de Pedroches-Niza; 8 – Zona Ossa - Morena (a – Precâmbrico);9 – Zona Pulo do Lobo; 10 – Zona Sul Portuguesa (a – Faixa Piritosa Ibérica). Adaptado de Meireles (2011, fig. 1.16).

grau e vergência das dobras para NE (Martínez Catalán *et al*, 2004). A sequência estratigráfica deste domínio está representada por gnaisses glandulares de idade Câmbrico superior-Ordovícico Inferior, aos quais se segue uma sucessão que abarca sobretudo o Ordovícico e Silúrico, intruída por granitos sintectónicos.

O Domínio do Complexo Xisto-Grauváquico, no qual se inserem as áreas em estudo neste trabalho, está caracterizado por uma sequência metassedimentar que se estende desde o Proterozóico superior ao Câmbrico médio (?), o "Complexo Xisto-Grauváquico" de Costa (1950), hoje designado Supergrupo Dúrico-Beirão (devido aos extensos afloramentos existentes na região do vale do Douro e nas Beiras). Sobre esta sequência, em importante discordância (angular ou paraconformidade, mediante o setor), assenta uma sequência metassedimentar que se estende desde o Ordovícico ao Carbónico (Oliveira *et al.*, 1992).

O Supergrupo Dúrico-Beirão divide-se em dois grupos: o Grupo do Douro, de fácies turbidítica com episódios carbonatados, datado do Ediacárico superior ao Câmbrico médio (?) e o Grupo das Beiras, de fácies turbidítica não carbonatada, atribuído ao Neoproterozóico (Silva *et al.*, 1995). Embora o Grupo das Beiras seja comummente interpretado como representando fácies mais profundas, atualmente considera-se que a sua sedimentação possa

ter ocorrido em contexto de plataforma (Alonso Gavilán *et al.*, 2000; Meireles, 2013). Esta sequência foi afetada pela orogenia Cadomiana, no final do Câmbrico, levando à importante discordância existente com a sequência pós-câmbrica que se lhe sobrepõe – discordância Toledânica (Lotze, 1956; Díez Balda *et al.*, 1990; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002).

A sequência metassedimentar que se sobrepõe ao Grupo das Beiras inicia-se com depósitos do Ordovícico Inferior em transgressão sobre as unidades câmbricas ou pré-câmbricas infrajacentes. Esta sequência é mais ou menos contínua até ao Devónico Inferior, preservando-se os depósitos límnicos do Carbónico continental na Bacia Carbonífera Dúrico-Beirã, um graben formado no Devónico Inferior a Médio.

A ZCI foi afetada significativamente pela orogenia varisca, reconhecendo-se três episódios de deformação dúctil: D1, D2 e D3 (Dias & Ribeiro, 1994). O arqueamento das estruturas durante a D1 varisca definiu o Arco Iberoarmoricano (Ribeiro *et al.*, 1990). Foi durante esta fase que se geraram as estruturas sinforma e antiforma, de direção aproximada NNW-SSE, desde Apúlia à região de Portugal central, até à direção E-W no setor de Moncorvo, nas quais afloram os materiais ordovícicos. A fase D2 restringe-se apenas a alguns setores da ZCI, enquanto a D3, coaxial com a fase D1, produziu dobras de grande amplitude de direção aproximada ESE-WNW (e.g. sinforma Amêndoa-Carvoeiro).

3.3. Áreas de Estudo

Dentro da área estudada (afloramentos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa, *vd.* Capítulo 2), os materiais do Ordovícico afloram em estruturas sinforma e antiforma de dimensões quilométricas (Figs. 2.8 3.2). Até ao momento são conhecidos fósseis de trilobites nas sequências sedimentares do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa em seis grandes estruturas sinforma, sendo essas as as áreas alvo de estudo neste trabalho (Fig. 3.1): Sinclinal de Buçaco, Sinclinal de Fajão-Moradal, Sinclinal de Amêndoa-Mação, Sinclinal de Vila Velha de Ródão, Sinclinal de Penha Garcia e Sinclinal de Moncorvo-Poiares.

3.3.1. Sinclinal de Buçaco

O Sinclinal de Buçaco é uma estrutura varisca localizada no bordo oeste da ZCI portuguesa, constituído por materiais do Paleozoico. Apresenta cerca de 40 km de extensão (máximo largura 4,5 km), entre as regiões de Luso, a noroeste, e Ponte de Sótão, a sudeste (Fig. 3.5). Tem uma orientação NW-SE. Na zona axial deste sinclinal afloram rochas de idade silúrica. Esta estrutura compreende duas sequências litostratigráficas, separadas por uma discordância angular: o Grupo das Beiras, uma sequência monótona, de espessura quilométrica, formada por xistos e grauvaques datados do Neoproterozoico (Tassinari *et al.*, 1996; Medina *et al.*, 1998; Pereira *et al.*, 2012) e uma sequência metassedimentar paleozoica pós-câmbrica, com litologias desde o Ordovícico Inferior ao Silúrico (Oliveira *et al.*, 1992).

Nesta região, a sequência ordovícica (Fig. 3.6) inicia-se pela Formação Sarnelha (aprox. 150 m de espessura), constituída por xistos e quartzitos, cuja base está formada por

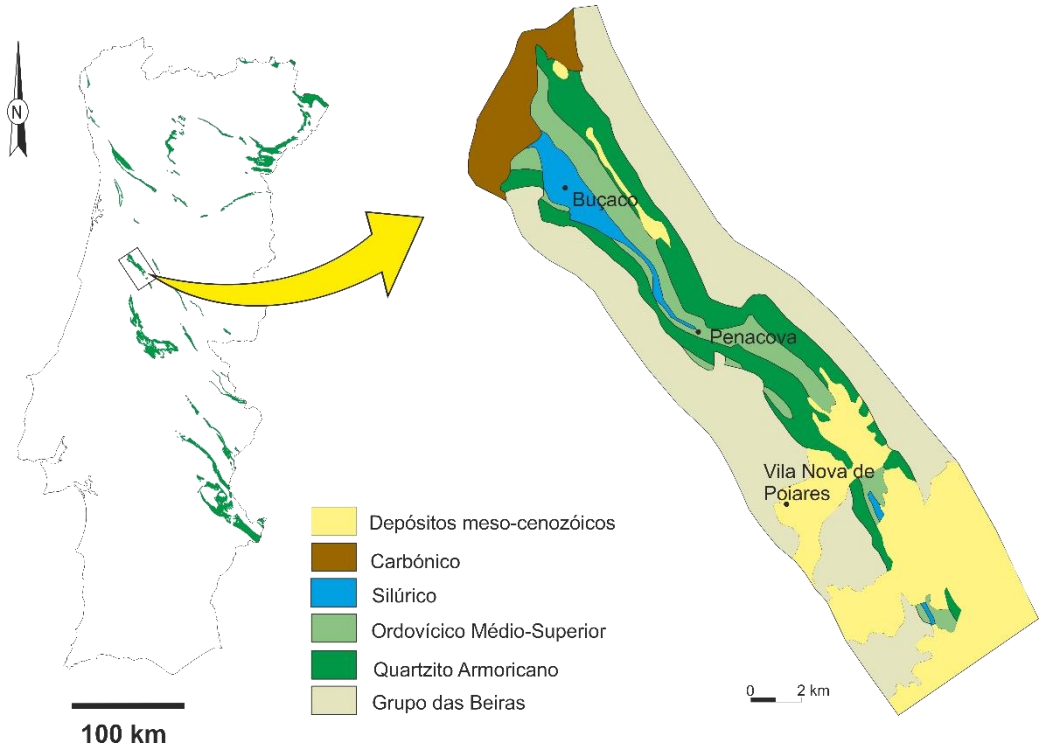


Figura 3.5. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Buçaco e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Modificado de Sá *et al.* (2011).

conglomerados. Segue-se a Formação Quartzito Armoricano[1] (400-700 m), composta por quartzitos resistentes intercalando níveis mais finos de arenitos micáceos e siltitos. A dureza das litologias que compõem esta unidade é responsável pelos relevos de resistência que definem o alinhamento do Sinclinal de Buçaco. Sobrepõe-se a esta formação o Grupo Cácemes (Young, 1988), representado por cinco formações. A primeira destas, a Formação Brejo Fundeiro (aprox. 190 m), corresponde a uma sequência transgressiva formada por argilitos negros, intercalados por siltitos e arenitos finos, com nódulos siliciosos a topo. Segue-se a Formação Monte da Sombadeira (aprox. 51 m), constituída por dois membros areníticos com estratificação *hummocky* intercalando siltitos. A Formação Fonte da Horta (aprox. 65 m) corresponde a argilitos muito fossilíferos, com níveis de siltitos intercalados, à qual se sobrepõe a Formação Cabril (aprox. 30 m), caracterizada por dois conjuntos de siltitos e argilitos divididos por um nível de argilito fossilífero, com níveis de conglomerados fosfatados no topo. Em paraconformidade, sobrepõe-se a Formação Carregueira (primeira unidade do Ordovícico Superior que será detalhada no seguinte subcapítulo), constituída por cerca de 16 m de argilitos escuros com pirite disseminada. Sobre este grupo, reconhece-se a Formação Louredo (160-240 m), constituída por arenitos intercalados de argilitos, com alguns membros predominantemente argilíticos. A base desta formação está marcada por um nível de

[1] Por uma questão de estabilidade nomenclatural, optou-se neste trabalho por utilizar a denominação "Quartzito Armoricano" em vez da formalizada "Serra do Brejo", corretamente proposta por Cooper & Romano (1982) para esta unidade litostratigráfica no setor de Dornes. A ampla difusão do primeiro termo, tornaria a sua correção para a proposta formalizada (a qual por norma deveria ser a utilizada) nefasta para a estabilidade nomenclatural que a Formação Quartzito Armoricano alcançou na literatura científica nas últimas décadas.

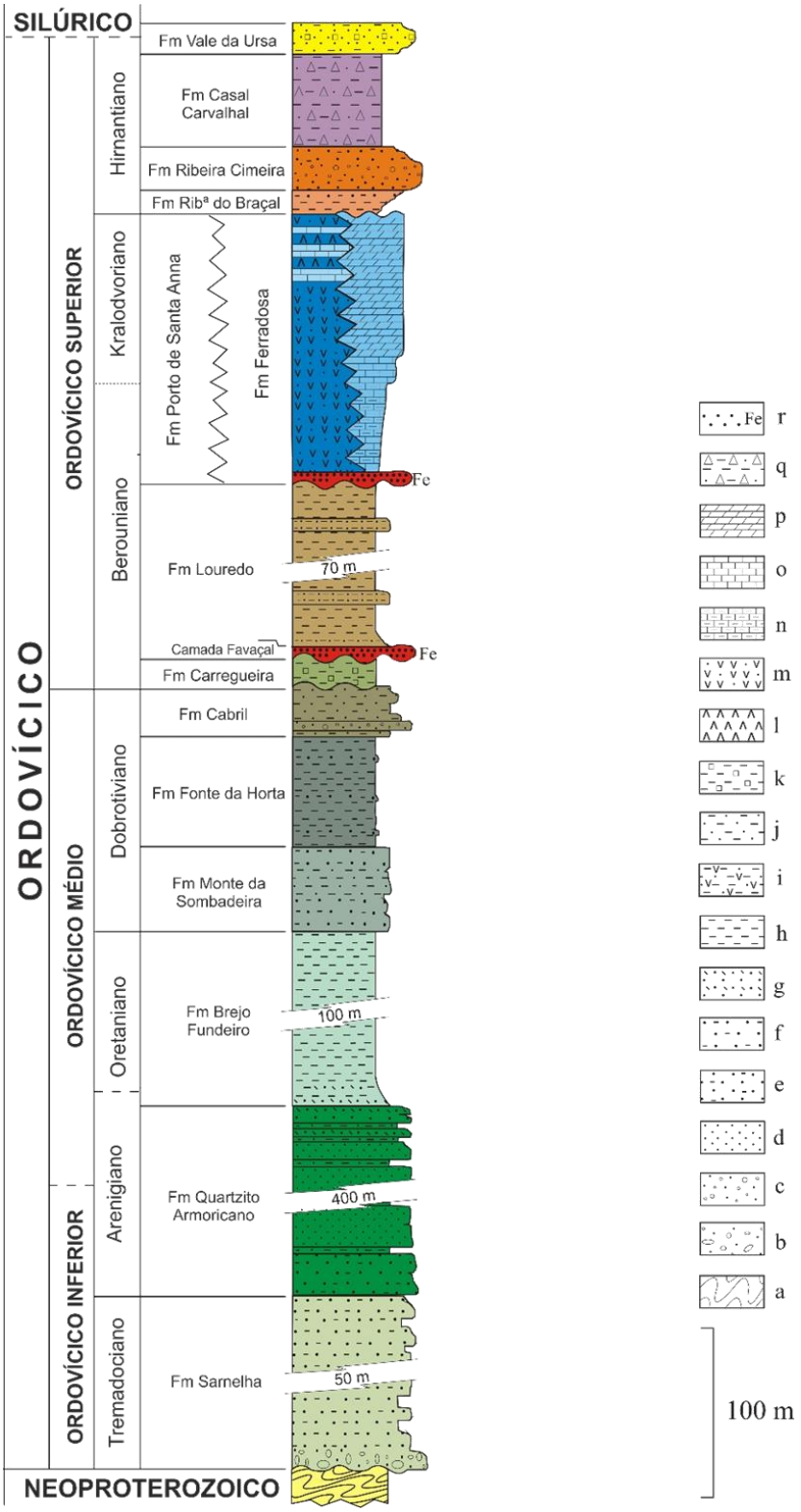


Figura 3.6. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Buçaco. Modificado de Sá (2005). a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados poligénicos; c, conglomerados quartzosos; d, quartzitos; e, quartzitos impuros; f, metassiltitos e metarenitos; g, psamitos; h, xistos; i, xistos gresosos ricos em sericite; j, filitos com laminações areníticas; k, argilitos negros com nódulos piritosos; l, vulcanitos básicos; m, tufos ácidos; n, margas; o, calcários cristalinos; p, dolomitos; q, diamictitos; r, ferro oolítico.

ferro oolítico, a Camada Favaçal. Em paraconformidade, sobrepõe-se a esta unidade a Formação Porto de Santa Anna (aprox. 130 m), cuja base é também marcada por um nível de ferro oolítico, sendo composta por uma sequência vulcano-sedimentar, e que para sul passa lateralmente à Formação Ferradosa (aprox. 106 m), predominantemente carbonatada. Sobre estas unidades, também em paraconformidade, assenta uma sequência regressiva de sedimentos clásticos (Grupo Rio Ceira), compreendendo as formações Ribeira do Braçal (aprox. 18 m) e Ribeira Cimeira (aprox. 34 m). O topo da sequência ordovícica do Sinclinal de Buçaco está representado pela Formação Casal Carvalhal (aprox. 56 m), essencialmente argilítica com clastos dispersos de arenitos, siltitos, carbonatos e ferro oolítico. Sobre a Formação Casal Carvalhal, em continuidade estratigráfica, a Formação Vale da Ursa (10-20 m), constituída por quartzitos brancos micáceos, ausente em alguns setores devido a acidentes tectónicos e atribuída ao Silúrico.

3.3.2. Sinclinal de Fajão-Moradal

O Sinclinal de Fajão-Moradal corresponde a uma estrutura varsca com cerca de 32 km de comprimento, alcançando pouco mais de 1 km de largura na região de Cabril-Vidual de Cima (Fig. 3.7). Situa-se entre outras duas macroestruturas variscas: o Sinclinal de Buçaco, a NW, e o Sinclinal de Vila Velha de Ródão, a SE.

À semelhança do Sinclinal de Buçaco, a sequência sedimentar do Sinclinal de Fajão está constituída por dois conjuntos: o Grupo das Beiras, do Neoproterozoico ao Câmbrico ?médio e a sucessão metassedimentar que abarca rochas desde o Ordovícico ao Silúrico. Os dois conjuntos sedimentares contactam entre si por uma discordância angular de alto grau (60-70º).

Segundo Metodiev *et al.* (2010), a sequência ordovícica do Sinclinal de Moradal-Fajão (Fig. 3.8) inicia-se pela Formação Quartzito Armoricano (aprox. 20 m), constituída por conglomerados e quartzitos maciços. Segue-se a Formação Brejo Fundeiro (aprox. 20 m), de

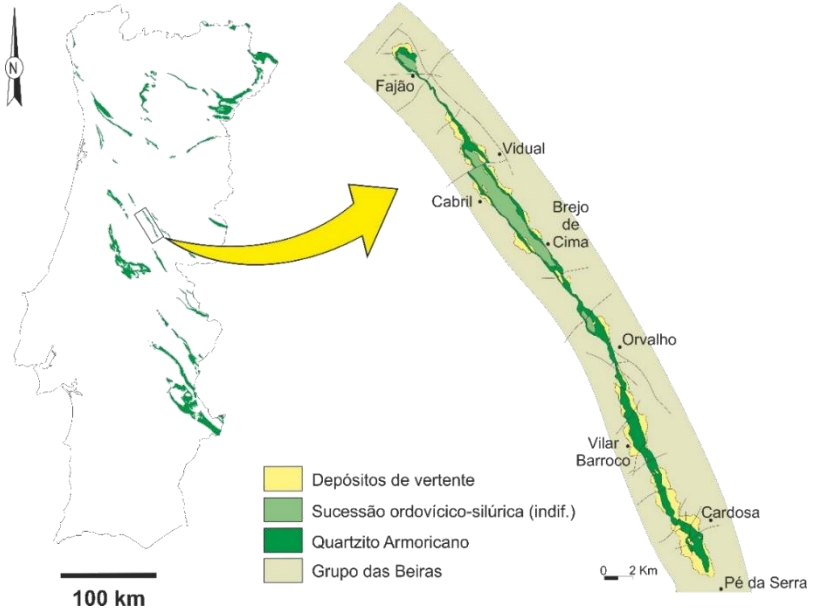


Figura 3.7. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Fajão-Moradal e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Baseado em Metodiev *et al.* (2010).

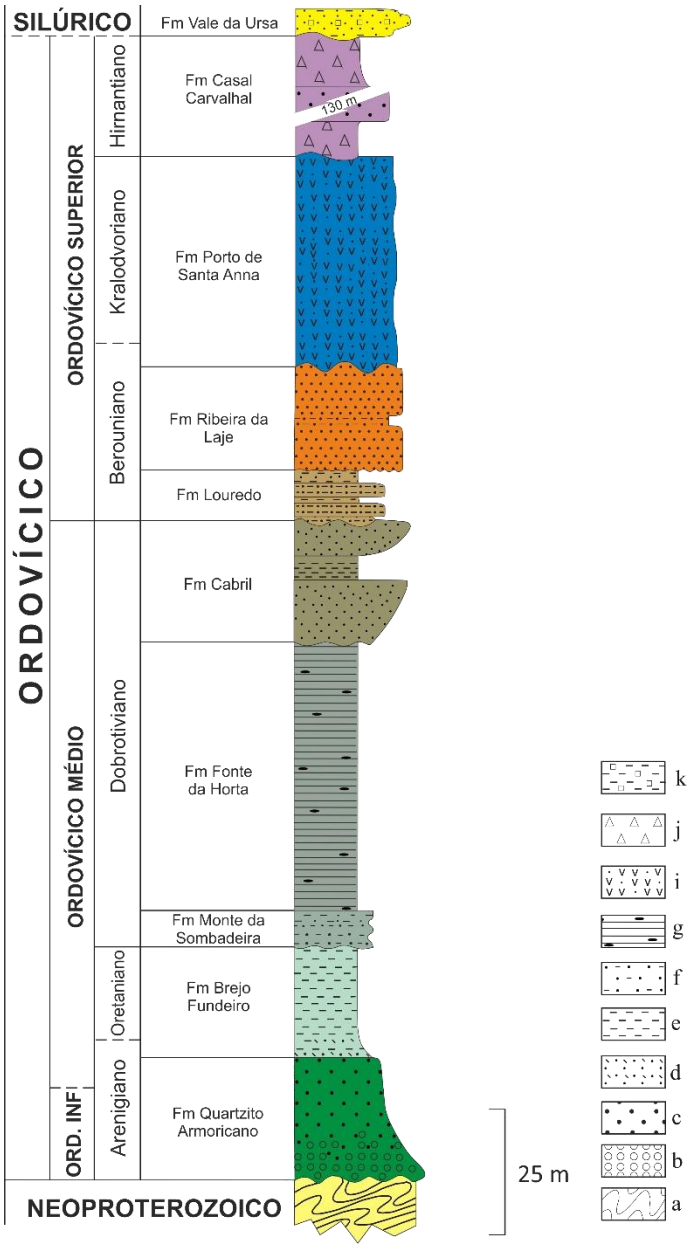


Figura 3.8. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Fajão-Moradal. Baseado em Metodiev *et al.* (2010). a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados poligénicos; c, quartzitos; d, metassiltitos; e, argilitos; f, quartzitos impuros; g, silto-pelitos escuros com clastos de ferro oolítico; i, brechas vulcânicas; j, diamictitos; k, arenitos e quartzitos com nódulos de pirite.

pelitos escuros finamente laminados, aos quais se sobrepõem quartzitos impuros que constituem a Formação Monte da Sombadeira (aprox. 5 m). Sobre esta unidade assenta a Formação Fonte da Horta (aprox. 55 m), constituída por camadas silto-pelíticas de cor verde escura com clastos dispersos de ferro oolítico. Em continuidade, Metodiev *et al.* (2010) reconheceram a Formação Ribeira do Casalinho (Romão, 2000, 2006), a qual resultou da junção das formações Cabril e Carregueira. Estes autores descreveram no setor de Fajão-Moradal cercade 25 m de barras quartzíticas com intercalações de pelitos, não tendo sido possível verificar se estes últimos ocorrem no topo desta unidade (representando a Formação Carregueira muito reduzida) ou se apenas a Formação Cabril tem expressão nesta sinclinal. Segue-se uma superfície erosiva a marcar o contacto com a base da Formação Louredo (10

m), constituída por barras de quartzo-arenitos, intercalando silto-arenitos micáceos. Metodiev *et al.* (2010) atribuíram este conjunto de litologias à Formação Cabeço do Peão, porém, a predominância de bancadas espessas de quartzitos, com siltitos subordinados, apresenta maior afinidade com a definição formal da Formação Louredo (Young, 1988). Sobre esta, ocorrem arenitos arcósicos micáceos e arenitos e quartzitos impuros, com intercalações de pelitos micáceos, que constituem a Formação Ribeira da Laje (aprox. 20 m). Segue-se uma unidade vulcano-sedimentar, que corresponde à Formação Porto de Santa Anna (aprox. 40 m). A sequência ordovícica termina com as litologias da Formação Casal Carvalhal (55-65 m), composta por silto-pelitos com fragmentos disseminados de arenito, ferro oolítico e quartzo, apresentando frequentemente disjunção esferoidal (diamictitos). Metodiev *et al.* (2010) descreveram no topo da Formação Casal Carvalhal um hiato erosivo no contacto com a suprajacente Formação Vale da Ursa (Silúrico).

3.3.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro

O Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro é uma macroestrutura arqueada que se estende desde Espinhal (Penela) até Envendos (Mação), numa extensão de aproximadamente 50 km (Fig. 3.9). No estreito (aprox. 5 km) troço ocidental (Penela-Figueiró dos Vinhos-Dornes) esta estrutura tem orientação NNW-SSE, curvando na região de Vila de Rei, onde alcança cerca de 50 km de largura e se prolonga com orientação WNW-ESSE até à região de Mação. Contrasta com os restantes sinformas variscos de Portugal central pela sua diferente orientação no troço oriental, a qual está relacionada com a D3 varisca (as restantes estruturas são sinformas D1). Este sinclinal está localizado no bordo SW da ZCI, contactando com a Zona de Ossa Morena através da zona de cisalhamento Tomar-Badajoz-Córdoba no troço ocidental e através do acidente Ferreira do Zêzere-Portalegre no seu troço oriental.

Esta estrutura é constituída por duas sequências litostratigráficas separadas por duas discordâncias angulares: o Grupo Beiras, uma sequência monótona com espessura quilométrica que intercala xistos e metagrauvaques desde o Proterozoico até ao Câmbrico médio? e uma sequência metassedimentar paleozoica pós-Câmbrico, que inclui materiais com idades desde o Ordovícico Inferior (Tremadociano) até ao Devónico Inferior (Romão, 2000; Romão *et al.*, 2013). Estas sequências são intruídas por corpos graníticos pré-orogénicos, orogénicos e tardi- a pós-orogénicos que resultaram de processos associados à Orogenia Varisca. Estes processos foram responsáveis pela deformação observada nos metassedimentos que estão afetados por um metamorfismo de grau baixo a muito baixo, próprio de condições epizonais (Romão *et al.*, 2013).

Neste trabalho, foram estudadas as trilobites do setor oriental do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro (concelhos de Sardoal, Amêndoa e Mação). A diversidade do grupo no setor ocidental (Figueiró dos Vinhos) é bastante inferior e foi anteriormente documentada por Cooper (1980). Deste modo, optou-se por restringir o estudo às associações do setor oriental, nas quais estão representados também os taxa identificados no setor de Dornes por Cooper (1980). Deste modo, de entre as ocorrências conhecidas de trilobites do Ordovícico Superior em Portugal, apenas as de Dornes não foram investigadas neste estudo, embora sejam incluídos os registos de Cooper (1980) nas análises das associações.

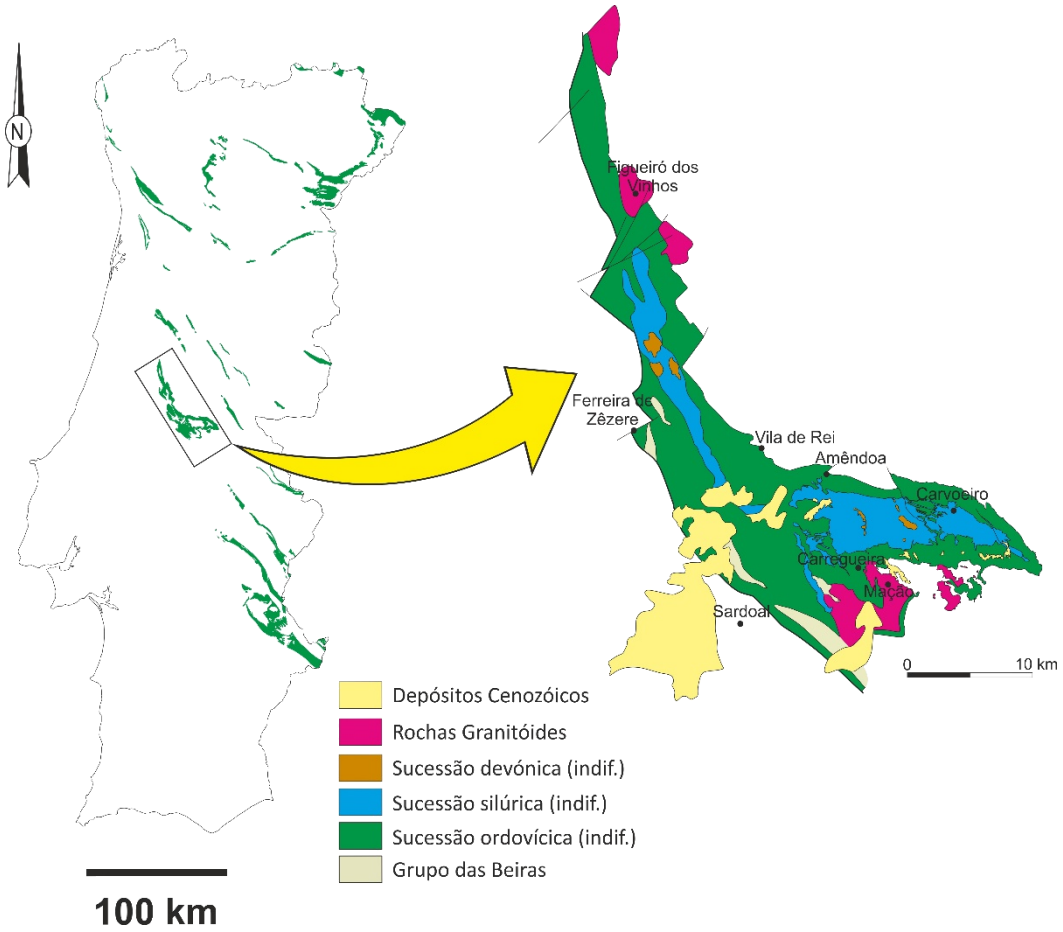


Figura 3.9. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Baseado na Carta Geológica de Portugal na escala 1:500000 (folhas norte e sul, LNEG, 1992) e Romão (2000).

A sequência ordovícica do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro (Fig. 3.10), no setor oriental desta estrutura, inicia-se com os materiais do Grupo Vale do Grou, uma sequência granodecrescente que se inicia por níveis conglomeráticos da Formação Ribeira do Ameal (aprox. 100 m), arenitos arcósicos da Formação Vale dos Massos (aprox. 100 m) e constituído a topo pela Formação Pedreira do Ameal (aprox. 50 m), formada por arenitos, siltitos e argilitos. Em discordância segue-se a Formação Quartzito Armoricano (100-120 m), caracterizada por arenitos representando uma sucessão transgressiva e sobre esta a Formação Brejo Fundeiro (150-200 m), constituída por argilitos fossilíferos, intercalados por um nível de ferro oolítico. Segue-se, em descontinuidade erosiva, a Formação Monte da Sombadeira (25-75 m), caracterizada por uma sucessão regressiva tempestítica de quartzitos e arenitos intercalados com níveis de siltitos. Sobre esta unidade, em continuidade estratigráfica, há uma sucessão pelítica, com intercalações siltíticas ou mesmo areníticas e conglomeráticas, que constituem a Formação Fonte da Horta (20-100 m), à qual se sobrepõe a Formação Cabril (aprox. 60 m), formada por quartzitos impuros com estratificação *hummocky*, intercalando uma sucessão de argilitos e um nível conglomerático no topo. Em paraconformidade, assenta a Formação Carregueira (1.5-25 m), constituída por argilitos com nódulos piritosos. Sobre esta, e novamente em contacto erosivo, depositou-se a Formação Cabeço do Peão (80-110 m), constituída por argilitos micáceos e arenitos bioturbados, com conglomerados e arenitos

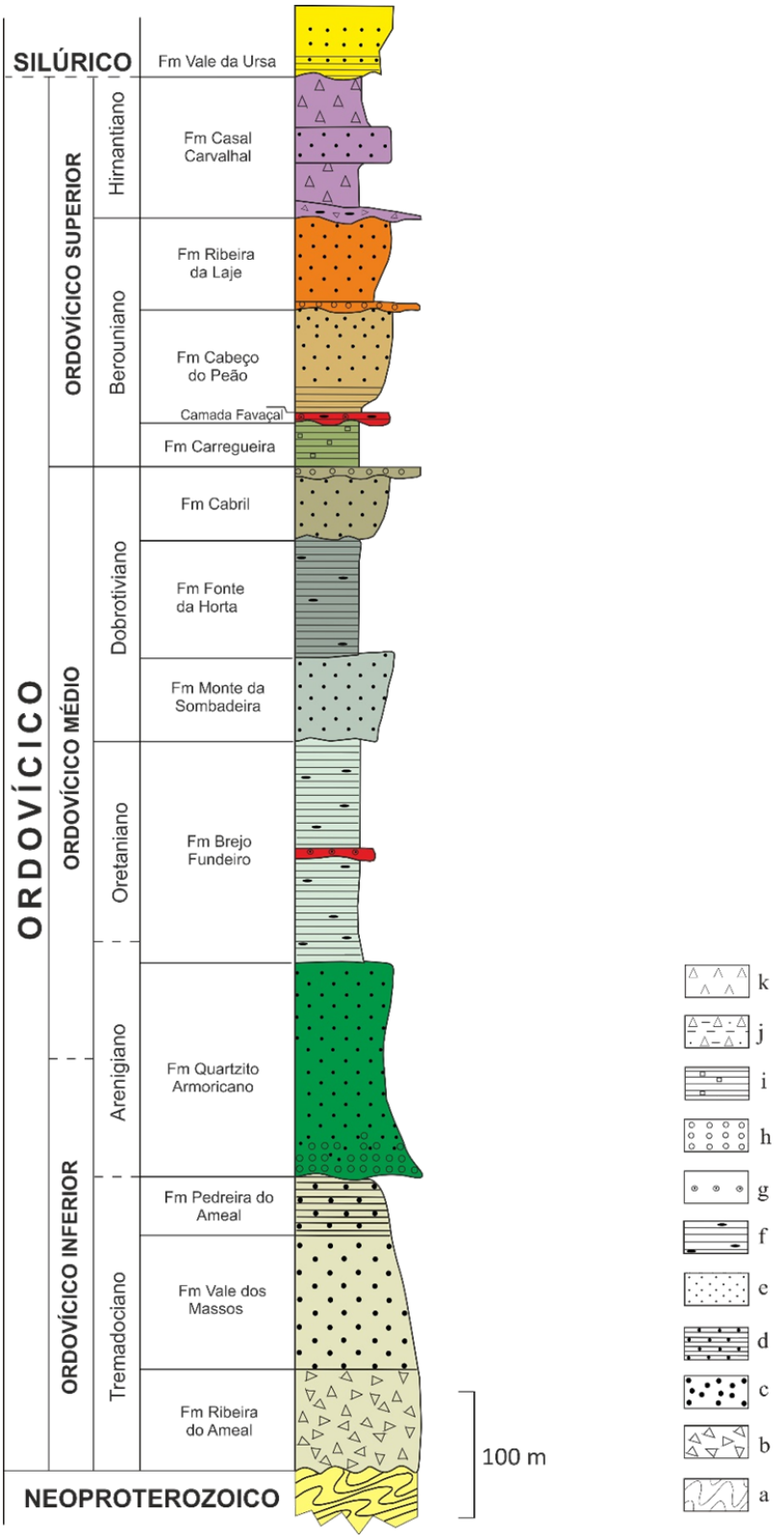


Figura 3.10. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Adaptado de Sá *et al.* (2011). a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados; c, arenitos arcósicos; d, metassiltitos e argilitos; e, arenitos; f, argilitos com nóbulos de ferro; g, ferro oolítico; h, arenitos de grão grosseiro; i, argilitos com nódulos piritosos; j, pelitos com fragmentos; k, diamictitos.

ferruginosos no topo. A base desta formação está marcada por um nível de ferro oolítico, a Camada Favaçal. Em continuidade estratigráfica, segue-se a Formação Ribeira da Laje (30-50 m), granocrescente, constituída por arenitos siltíticos. Em descontinuidade erosiva, sucede-lhe a Formação Casal Carvalhal (50-130 m) composta por diamictitos com clastos de siltitos, arenitos e ferro oolítico e apresentando disjunção esferoidal. Sobre esta unidade ocorrem os quartzitos e arenitos da Formação Vale da Ursa, já maioritariamente de idade silúrica.

3.3.4. Sinclinal de Vila Velha de Ródão

O Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Fig. 3.11), atribuída à primeira fase de deformação varisca (D1), é uma estrutura varisca estreita e alongada, orientada NW-SE. Tem um comprimento de aproximadamente 30 km, com uma largura máxima de 2,5 km.

Esta estrutura é constituída por duas sequências litostratigráficas: o Grupo das Beiras e a sucessão metassedimentar de idade ordovícico-silúrica, separados por uma discordância angular de alto grau (60º-70º).

A sequência ordovícica do Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Fig. 3.12) inicia-se pela Formação Quartzito Armoricano (aprox. 20 m) de conglomerados areníticos e quartzitos, aos quais se seguem pelitos escuros finamente laminados que constituem a Formação Brejo Fundeiro (aprox. 20 m). Sobrepõe-se-lhe a Formação Monte da Sombadeira (aprox. 5 m), formado por quartzitos impuros com características tempestíticas. Sobre esta unidade, Metodiev *et al.* (2010) reconheceram a Formação Ribeira do Casalinho (Romão, 2000, 2006), a qual resultou

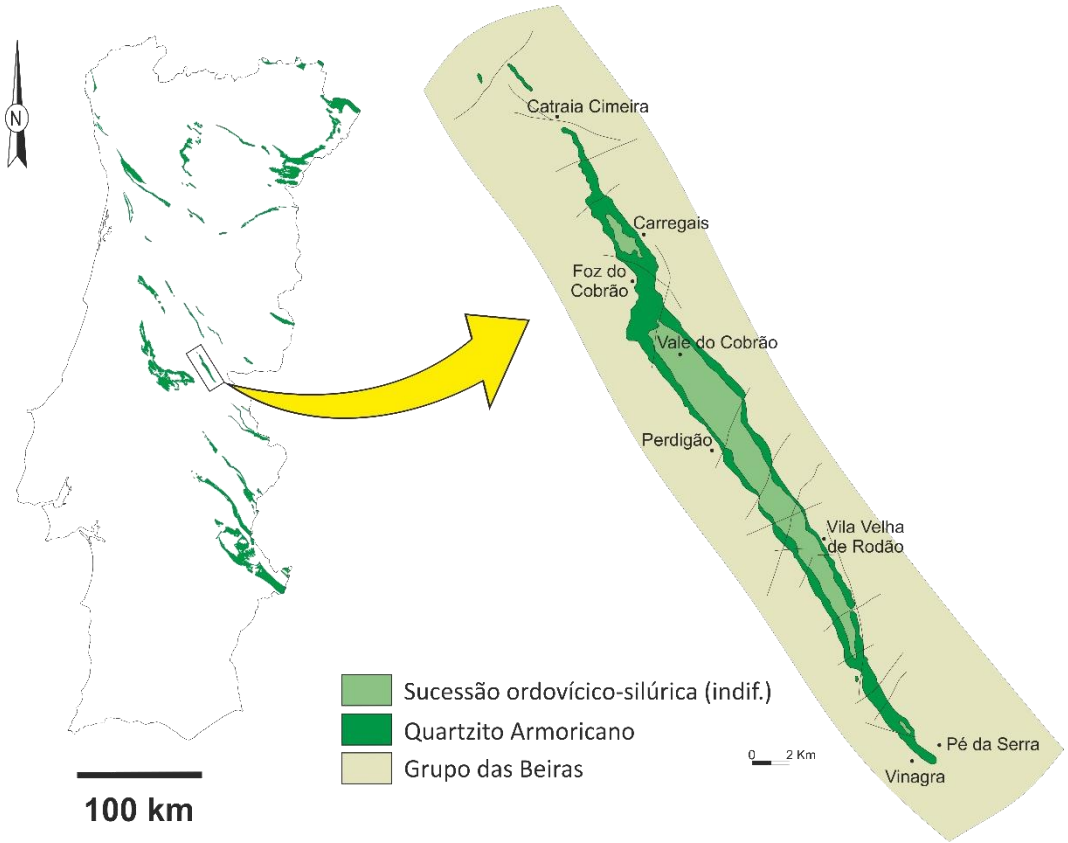


Figura 3.11. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Vila Velha de Ródão e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Baseado em Metodiev *et al.* (2010).

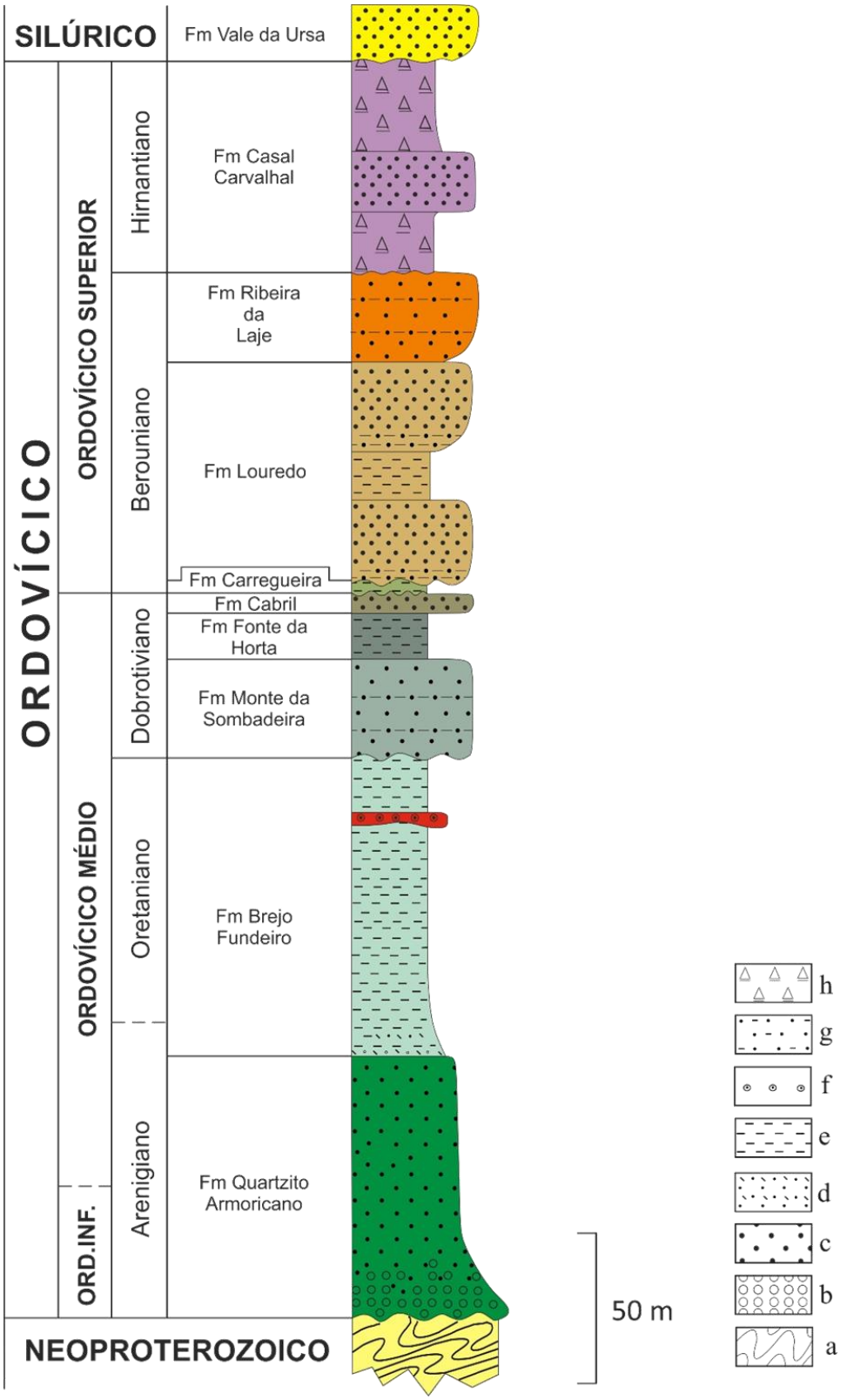


Figura 3.12. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Vila Velha de Ródão. Baseado em Metodiev *et al.* (2009) e neste trabalho. a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados; c, arenitos conglomeráticos; d, metassiltitos e argilitos; e, argilitos; f, ferro oolítico; g, arenito com intercalações siltíticas e argilíticas; h, diamictitos.

da junção das formações Cabril e Carregueira. Estes autores descreveram no setor de Vila Velha de Ródão cerca de 10 m de barras quartzíticas intercaladas no topo da unidade por estratos centimétricos de argilitos, ocasionalmente com pirite. Estes últimos serão correlacionáveis com a Formação Carregueira, que alcança maior espessura nos sinclinais de Buçaco e de Amêndoa-Carvoeiro. Segue-se uma superfície erosiva que marca a base da Formação Louredo (80-100 m), constituída por barras quartzíticas, intercalando níveis métricos de siltitos micáceos. Metodiev *et al.* (2010) atribuíram este conjunto de litologias à Formação Cabeço do Peão, porém, a predominância de bancadas espessas de quartzitos, com siltitos subordinados, apresenta maior afinidade com a definição da Formação Louredo (Young, 1988). Sobre esta jazem arenitos arcósicos micáceos e arenitos e quartzitos impuros, que constituem a Formação Ribeira da Laje (25-30 m). A sequência ordovícica termina com a Formação Casal Carvalhal (55-65 m), composta por silto-pelitos com fragmentos disseminados de arenito, ferro oolítico e quartzo, apresentando frequentemente disjunção esferoidal (diamictitos). Sobre esta unidade, em continuidade estratigráfica, ocorre a Formação Vale da Ursa (Silúrico).

3.3.5. Sinclinal de Penha Garcia

O Sinclinal de Penha Garcia (Fig. 3.13) é uma estrutura Varisca atribuída à primeira fase de deformação (D1). Prolonga-se desde Salvador (concelho de Penamacor) até Monfortinho (concelho de Idanha-a-Nova), num total de cerca de 21,5 km de comprimento e uma largura média de 2 km. Ocupa as folhas 21-D, Vale Feitoso (Perdigão, 1976) e 25-B, Salvaterra do Extremo (Sequeira *et al.*, 1999) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000. Prolonga-se para SW já em território espanhol, no designado Sinclinal de Cañaveral.

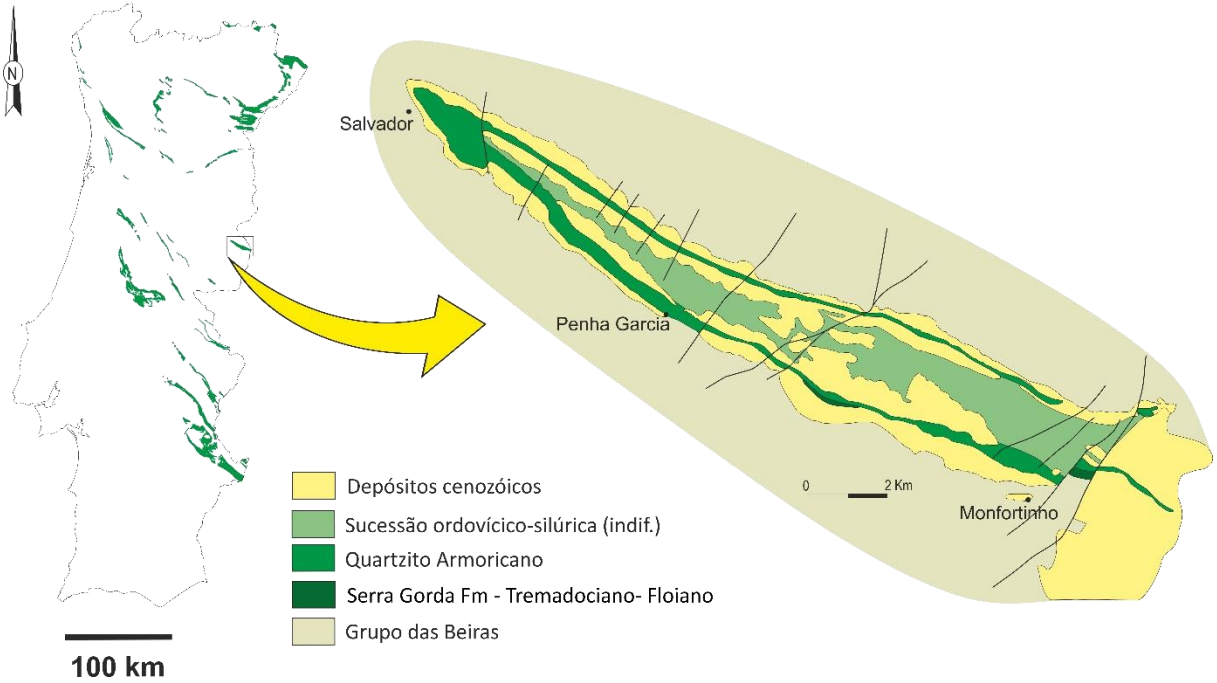


Figura 3.13. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Penha Garcia e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Baseado na Carta Geológica de Portugal na escala 1:500000 (folha sul, LNEG, 1992), em Perdigão (1976) e Sequeira *et al.* (1999).

Esta estrutura é constituída por duas sequências litostratigráficas: o Grupo das Beiras e a sucessão metassedimentar de idade ordovícico-silúrica, separados por uma discordância angular. A sucessão ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia (Fig. 3.14) inicia-se pela Formação Serra Gorda (aprox. 250 m), constituída por bancadas decimétricas a métricas de conglomerados, quartzitos e metapelitos. Embora saia do âmbito deste trabalho, considera-se aqui que litostratigraficamente (com base na descrição de Sequeira *et al.*, 1999) esta unidade se correlaciona com a Formação Sarnelha, definida no Sinclinal de Buçaco, pelo que não se

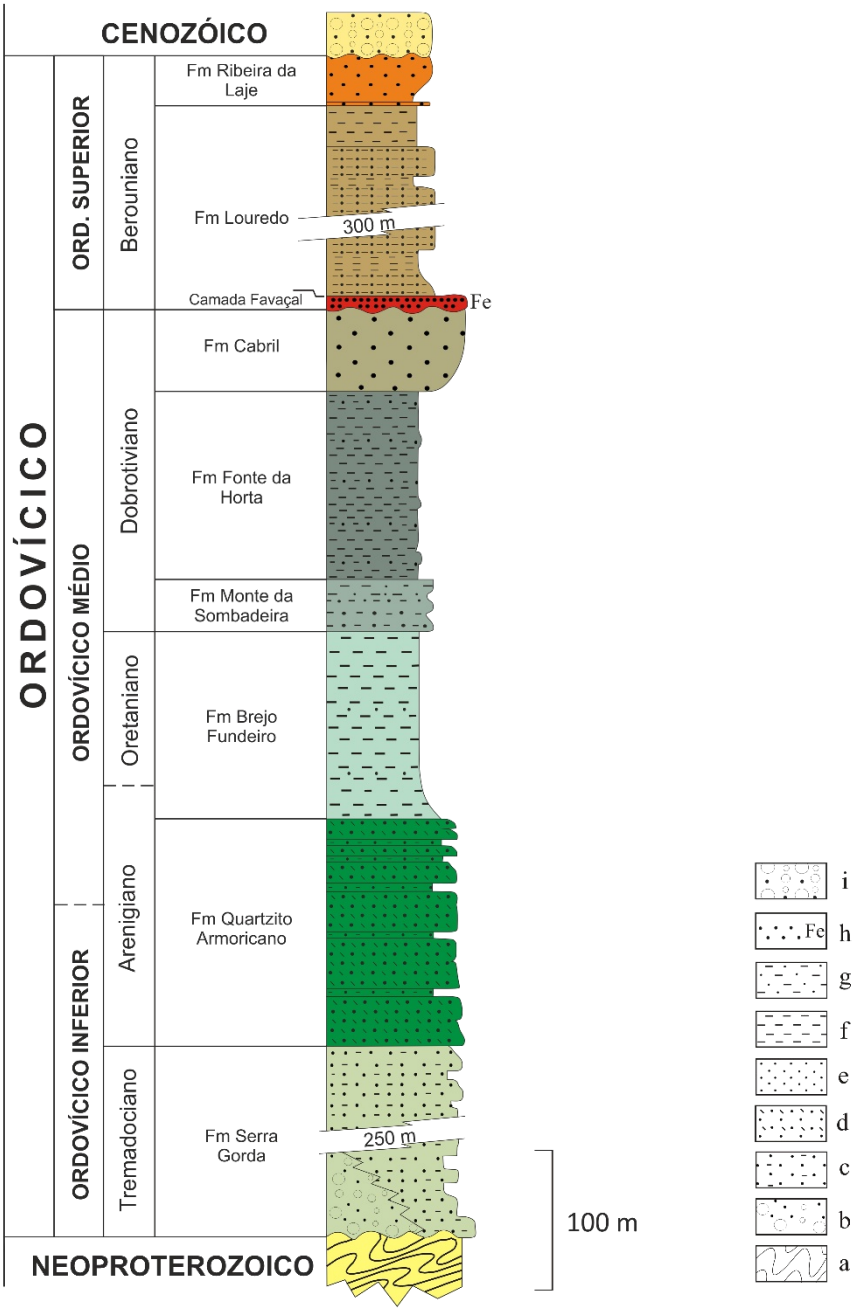


Figura 3.14. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia. Baseado em Sequeira *et al.* (1999) e em Young (1988). a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados; c, arenitos conglomeráticos; d, quartzitos; e, arenitos; f, argilitos; g, argilitos com intercalações siltíticas; h, ferro oolítico; i, conglomerados heterométricos.

vislumbra necessidade da multiplicação de unidades com a introdução de uma nova unidade litoestratigráfica. Suprajacente a esta unidade encontra-se a Formação Quartzito Armoricano (aprox. 180 m), formada por quartzitos em bancadas espessas estratodecrescentes, intercalando metapelitos no seu troço superior. Sobre esta unidade, em continuidade estratigráfica, há uma sucessão de metapelitos escuros com intercalações siltíticas, que constituem a Formação Brejo Fundeiro (aprox. 80 m). Sucede-se a Formação Monte da Sombadeira (aprox. 50 m), constituída por arenitos com intercalações pelíticas e siltíticas. Sobre esta unidade ocorre um conjunto de argilitos escuros, com bancadas ocasionais de arenitos e siltitos, correspondentes à Formação Fonte da Horta (aprox. 150 m). Sobre esta formação, Young (1985, 1988) reconheceu as litologias características da Formação Cabril, ainda que pobremente caracterizada, representada por bancadas de conglomerados fosfatados. Porém, Sequeira *et al.* (1999) não reconheceram esta unidade no setor de Monfortinho. Também não foi reconhecida por estes autores, embora descrita por Young (1985, 1988), a Camada Favaçal, identificada na base da Formação Louredo (aprox. 300 m), que se segue na sequência estratigráfica. Esta unidade está constituída por arenitos finos em bancadas decimétricas, intercalados com argilitos, ocasionalmente possantes, sobretudo no topo da unidade. A sequência ordovícica do Sinclinal de Penha Garcia termina com a Formação Ribeira da Laje (aprox. 30 m), uma unidade de arenitos em bancadas decimétricas. Depositadas sobre a sequência ordovícica, em descontinuidade erosiva, ocorrem as unidades do Cenozoico.

3.3.6. Sinclinal de Moncorvo-Poiares

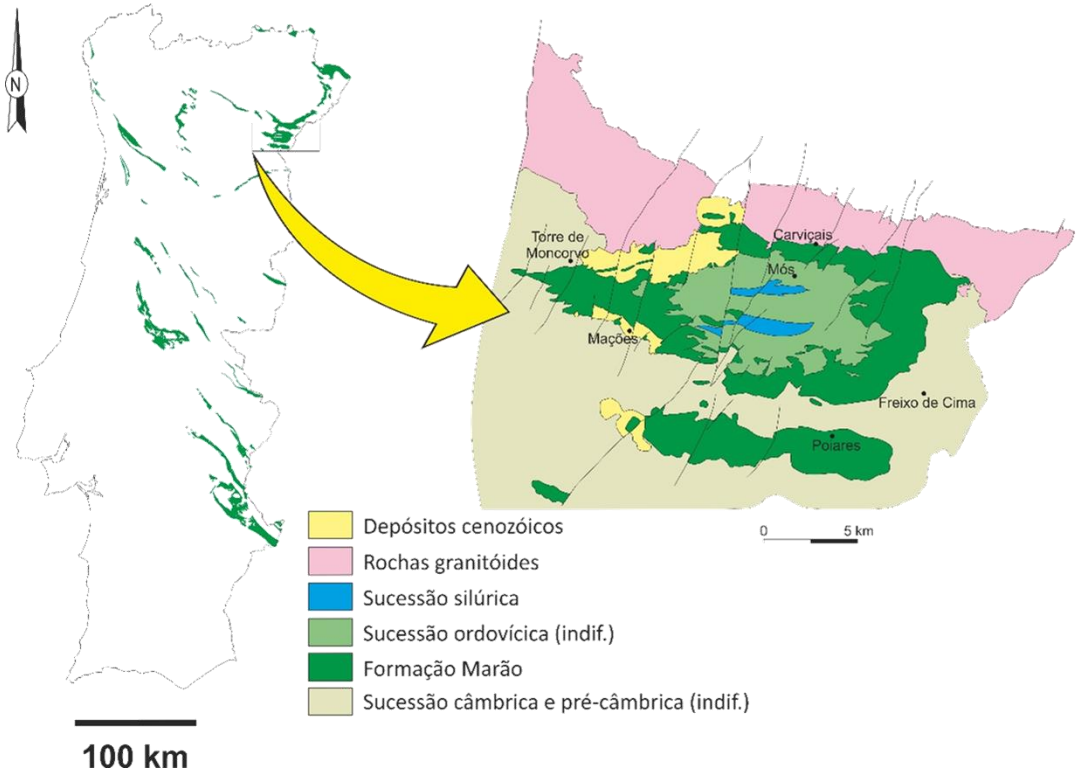


Figura 3.15. Esquema geológico simplificado do Sinclinal de Moncorvo-Poiares e sua localização num mapa dos afloramentos ordovícicos de Portugal continental. Baseado em Pereira *et al.* (1989, 2009).

O Sinclinal de Moncorvo-Poiares (Fig. 3.15) é uma estrutura varisca atribuída à primeira fase de deformação (D1; Pereira *et al.* 2014), que se localiza na parte setentrional da ZCI, no "Domínio do Douro inferior" (Ribeiro, 1974). Corresponde a uma dobra complexa de 1ª ordem, que apresenta dois sinformas de 2ª ordem, separados por um antiforma mediano. Deste modo, incluem-se sob esta designação os sinclinais de Poiares e de Mós e o anticlinal de Reboredo-Cruz dos Vales. Estas estruturas estão aproximadamente orientadas E-W. O sinclinal de Mós apresenta cerca de 15 km de extensão E-W, com cerca de 10 km de largura máxima. Ocupa as folhas 11-C, Torre de Moncorvo (Silva *et al.*, 1988), 11-D, Carviçais (Pereira *et al.*, 2009), 15-A, Vila Nova de Foz Côa (Silva *et al.*, 1990) e 15-B, Freixo de Espada à Cinta (Silva *et al.*, 1990) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000.

Esta estrutura é constituída por duas sequências litostratigráficas: o Grupo do Douro e a sucessão metassedimentar de idade ordovícico-silúrica, separados por uma discordância angular.

A sucessão ordovícica do Sinclinal de Moncorvo-Poiares (Fig. 3.16) inicia-se pela Formação Vale de Bojas (aprox. 100? m), constituída por quartzofilitos. Segue-se a Formação

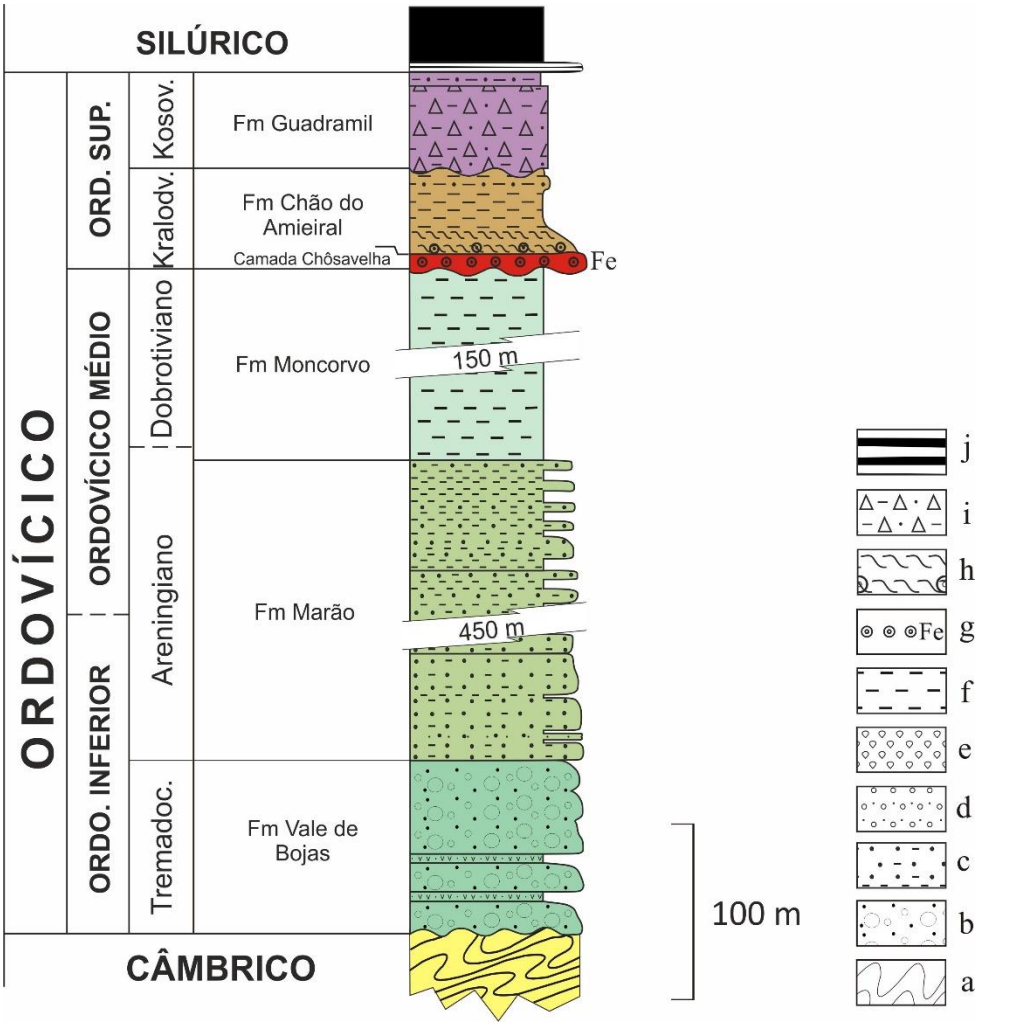


Figura 3.16. Coluna estratigráfica esquemática da sequência ordovícica do Sinclinal de Moncorvo. Baseado em Sá (2005). a, xistos e grauvaques laminados; b, conglomerados poligénicos; c, quartzitos impuros; d, conglomerados quartzosos; e, horizonte lumachélico; f, argilitos; g, ferro oolítico; h, margas descalcificadas; i, diamictitos; j, liditos.

Marão (< 500 m) caracterizada por uma alternância de quartzitos finos ou grosseiros com filitos escuros. A esta unidade sobrepõe-se a Formação Moncorvo (aprox. 150 m), constituída por argilitos por vezes com pirite frequente. Segue-se em discontinuidade erosiva a Formação Chão do Amieiral (aprox. 80 m), que se inicia por um nível de ferro oolítico (Camada Chôsavelha), ao qual se sobrepõem margas descalcificadas com nódulos fosfáticos e argilitos com laminações psamíticas. Sobre esta unidade, e também em discontinuidade erosiva, ocorre a Formação Guadramil, constituída por xistos gresosos com clastos poligénicos.

4. LITOSTRATIGRAFIA

As trilobites estudadas neste trabalho provêm de nove formações litostratigráficas, as quais são detalhadas neste capítulo: Carregueira, Louredo, Cabeço do Peão, Chão do Amieiral, Ribeira da Laje, Porto de Santa Anna, Ferradosa, Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira. De entre as formações atualmente reconhecidas nas sequências do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa (discutidas no Capítulo 2), seis unidades não proporcionaram até ao momento fósseis de trilobites: Santo Adrião, Ribeiro dos Ferreiros, Sobrido, Casal Carvalhal, Maceiras e Guadramil. Por este motivo, estas unidades não são aqui detalhadas.

As unidades litostratigráficas aqui apresentadas estão afetadas por metamorfismo de baixo grau. Dado que as características sedimentares originais se mantêm bem identificáveis, será utilizada a terminologia litológica sedimentar.

4.1. Formação Carregueira (Young, 1988)

Sinónimos. "Schistos de *Homalonotus rarus*" *pro parte* (Delgado, 1897); "Schistes à *Homalonotus Oehlerti*" *pro parte* (Delgado, 1908); *Xistos e grauvaques com Acidaspis, Calymene*" *pro parte* (Costa, 1931); "Camadas com *Homalonotus oehlerti" pro parte* (Costa, 1950); "Cacemes Formation" *pro parte* (Mitchell, 1974); "Formation de Cacemes" *pro parte* (Henry *et al.*, 1974); "Cacemes Formation" *pro parte* (Romano, 1982).

Estratótipo. A Formação Carregueira tem como estratótipo a secção do Sítio da Vajona (localidade CRG-FC-1 neste trabalho), na Carregueira, Mação (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1985, 1988) e em Romão (2000).

Litologia e limites. A Formação Carregueira é constituída por argilitos escuros, frequentemente piritosos ou contendo nódulos de pirite, com intercalações de intraclastos de composição silto-pelítica. O topo e a base desta unidade estão marcados por descontinuidades erosivas, sobrepondo-se os argilitos da Formação Carregueira aos conglomerados fosfatados do topo da Formação Cabril e estando limitados superiormente por um nível de ferro oolítico (Camada Favaçal), base das formações Cabeço do Peão e Louredo.

Variação regional. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida nas sequências dos sinclinais de Buçaco, Amêndoa-Carvoeiro (estratótipo) e em Vila Velha de Ródão (muito pouco representada). Atualmente a Formação Carregueira é considerada ausente nos sinclinais de Fajão-Moradal e de Penha Garcia, nos quais o Grupo Sanguinheira ocorre diretamente sobre a Formação Cabril. No Sinclinal de Buçaco a Formação Carregueira tem um máximo de 16 m de espessura nos setores Buçaco-Penacova, diminuindo para cerca de 8 metros no setor de Vila Nova de Poiares. No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, esta formação está ausente nos setores a leste de Mação, alcançando a máxima espessura nos arredores da sede de concelho, diminuindo para Oeste até cerca de 1,5-8 m nas regiões de Dornes e Amêndoa. No Sinclinal de Vila Velha de Ródão, a Formação Carregueira apresenta uma espessura inferior a 5 m, estando representada por argilitos cinzentos claros com pirite disseminada. Neste sinclinal, o topo da formação está definido pelo contacto entre estes

argilitos cinzentos com a primeira camada de arenito muito recristalizado e fossilífero da Formação Louredo.

Em termos de correlação estratigráfica no domínio iberoarmoricano, a Formação Carregueira foi anteriormente correlacionada com a Formação Veryac'h da Bretanha (Henry *et al.*, 1974).

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Carregueira apresenta nos sinclinais de Buçaco e Amêndoa-Carvoeiro um abundante conteúdo fossilífero, tendo permitido recolher trilobites, graptólitos, bivalves, gastrópodes, crinoides, hyolithídeos, ostracodos e palinomorfos. No Sinclinal de Buçaco foram identificadas na Formação Carregueira as trilobites *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Crozonaspis chauveli, Coplacoparia* sp. e *Colpocoryphe grandis* (neste trabalho), o graptólito *Oepikograptus bekkeri*, os bivalves *Praenucula?* sp. e *Hemiprionodonta*? sp., o ostracodo *Ogmoopsis* sp., os braquiópodes *Tyronella?* sp., *Heterorthina* sp. aff. *kerfornei* e *Tenuiseptorthis loii*, os acritarcos *Baltisphaeridium hirsutoides, B. ludidum, B. multipilosum*, *Dateriocradus sartbernardense, Veryhachium trispinosum* e *V. trisulcum* (dados recopilados e atualizados em Sá *et al.*, 2011 baseados nas contribuições destes autores, de Elaouad-Debbaj, 1978 e Young, 1985). No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, foram identificadas na Formação Carregueira as trilobites *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Crozonaspis chauveli, Colpocoryphe grandis, Selenopeltis buchi* e *Nobiliasaphus* sp. (neste trabalho), o graptólito *Oepikograptus bekkeri,* os bivalves *Cardiola*? sp., *Praenucula* sp. *Concavodonta*? sp., *Coxiconchia* sp., *Hemiprionodonta* sp., o gastrópode *Tropidodiscis* sp., os braquiópodes *Tenuiseptorthis loii*, *Aegiromena* cf. *aquila*, *Onniela*? sp. e lingulídeos indeterminados, os ostracodos *Vogdesella ngaki*, *Ulrichia* sp., *Leperditella*? sp. e *Marquezina* sp. e o machaerídeo *Plumulites* sp. (dados recopilados e atualizados em Sá *et al.*, 2011, baseados nas contribuições destes autores, de Young, 1985 e de Romão, 2000). No Sinclinal de Vila Velha de Ródão, a Formação Carregueira não proporcionou até ao momento qualquer conteúdo macrofossilífero.

A associação fossilífera da Formação Carregueira indica uma idade Berouniano inferior (ca. Sandbiano da escala global) resultante da ocorrência do graptólito *Oepikograptus bekkeri*, restrito à Biozona *Nemagraptus gracilis*, das trilobites *Crozonaspis chauveli* e *Dalmanitina rabanoae* n. sp., restritas à Biozona de extensão de *Crozonaspis chauveli,* e o braquiópode *Tenuiseptorthis loii*, que caracteriza a biozona de extensão homónima. Todas estas biozonas corroboram a mesma idade.

Ambiente deposicional. A sedimentação pelítica da Formação Carregueira deverá ter ocorrido em ambiente offshore interior (Romão, 2000). A presença de horizontes conglomeráticos e lumachélicos sugere a ocorrência de eventos tempestíticos que terão permitido o transporte e consequente acumulação dos sedimentos num ambiente onde, em condições normais, a disponibilidade de materiais mais grosseiros seria bastante baixa. Adicionalmente, a presença de icnofósseis e de pirite sin-sedimentar refletem condições de muito baixa energia e redutoras. A Formação Carregueira sobrepõem-se a um nível conglomerático com clastos fosfatados (topo da Formação Cabril), o qual foi interpretado por Young (1992) como indicador de um pico transgressivo dentro de um evento eustático de subida do nível do mar.

A marcada variação lateral de espessura da Formação Carregueira sugere que a deposição desta unidade foi condicionada por eventos eustáticos e que episódios erosivos que

antecedem a deposição das unidades suprajacentes (nomeadamente as formações Louredo e Cabeço do Peão) poderão justificar a ausência de afloramentos da Formação Carregueira em diversos setores de Portugal central.

Observações. O facto de a Formação Carregueira ser pouco espessa, apresentar uma marcada variação de espessura (0-25m) e a destruição parcial do estratótipo eleito por Young (1988) justificou para Romão (2000, 2006) a formalização de uma nova unidade – Formação Ribeira do Casalinho – para incluir os materiais das formações Cabril e Carregueira, as quais passaram a constituir membros desta nova unidade. De facto, na maioria dos setores onde ocorre, a espessura da Formação Carregueira não é representável à escala 1:25.000. Porém, é-o na sua secção-tipo e em várias secções de Mação, sendo o seu estabelecimento válido. Adicionalmente (e como referenciado anteriormente no Capítulo 2), a Formação Carregueira está limitada inferior e superiormente por uma paraconformidade, a sua litologia (argilitos) está em marcado contraste com a das unidades com que contacta (arenitos das formações Cabril e Louredo/Cabeço do Peão) e tem uma idade distinta destas. Por estes motivos, além de cumprir as regras do guia estratigráfico internacional (ICS), do ponto de vista operacional defende-se neste trabalho que a unidade Carregueira deve ser considerada uma formação independente dos níveis subjacentes (Formação Cabril).

4.2. Formação Louredo (Mitchell, 1974; redefinida por Young, 1988)

Sinónimos. "Grés de Loredo"+"Schistos de *Dalmanites Dujardini*" (Delgado, 1897); "Grès de Loredo"+"Schistes à *Dalmanites Dujardini*" (Delgado, 1908); "Grés *com Trinucleus Bureaui* e *Dalmania Dujardini"* (Costa, 1931); "Grés de Loredo*"+"*Schistos de *Dalmanites dujardini*" (Costa, 1950).

Estratótipo. A Formação Louredo tem como estratótipo a secção do Zuvinhal (localidades ZUV-FLO neste trabalho), em Galhano, Penacova (Sinclinal de Buçaco). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Delgado (1908, p. 31), Paris (1979, 1981; BU.D) e Young (1985, 1988).

Litologia e limites. A Formação Louredo está constituída por camadas areníticas até 80 cm de espessura, intercaladas com argilitos os quais constituem alguns intervalos sem intercalações areníticas que definem membros: Membro Vale Saido (27m; argilitos micáceos bioturbados), Membro Zuvinhal (7 m), Membro Galhano (3m) e Membro Vaca (30m). Na parte inferior da formação os arenitos estão bioturbados ou apresentam laminação paralela, tornando-se grano e estratocrescentes e apresentando estratificação hummocky na metade superior da formação. A base da formação está constituída por um nível de ferro oolítico, a Camada Favaçal, cuja localidade-tipo corresponde à secção na entrada este da vila de Louredo, Buçaco (localidade LOR-FLO-1 neste trabalho; "Portela de Loredo" na designação clássica dos Serviços Geológicos de Portugal). No Sinclinal de Buçaco, o topo da Formação Louredo corresponde ao contacto dos argilitos do Membro Galhano com a camada de ferro oolítico que constitui a base da Formação Porto de Santa Anna.

Variação regional. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida nas sequências dos sinclinais de Buçaco (estratótipo), Fajão, Vila Velha de Ródão e Penha Garcia. É mais espessa no Sinclinal de Penha Garcia e no setor norte do Sinclinal de Buçaco, onde atinge cerca de 240 m de espessura, diminuindo de espessura no setor sul deste sinclinal,

alcançando apenas 160 m na região de Vila Nova do Ceira e estando limitada a apenas 10 m no Sinclinal de Fajão. No Sinclinal de Vila Velha de Ródão, situado a oeste do Sinclinal de Penha Garcia, a Formação Louredo alcança 100 m de espessura. Os membros (de baixo para cima) Vale Saido, Zuvinhal e Galhano foram apenas reconhecidos no Sinclinal de Buçaco. O Membro Vaca foi apenas reconhecido no Sinclinal de Penha Garcia, onde corresponde ao topo da Formação Louredo. Embora no Sinclinal de Buçaco a Formação Louredo se sobreponha à Formação Carregueira, com a base marcada por um nível decimétrico de ferro oolítico, e seja seguida pela Formação Porto de Santa Anna, noutros setores a muro e teto desta unidade ocorrem litologias distintas. No Sinclinal de Fajão, a Formação Louredo sobrepõe-se à Formação Cabril, em contacto erosivo, sem se reconhecer a Camada Favaçal, e é sobreposta pela Formação Ribeira da Laje, sendo o topo caracterizado pelo contacto das barras areníticas e silto-arenitos da primeira unidade com os arenitos arcósicos micáceos e arenitos e quartzitos impuros da segunda. No Sinclinal de Vila Velha de Ródão, o muro da Formação Louredo está caracterizada pelo contacto das barras areníticas com os argilitos cinzento claros da Formação Carregueira, sendo o teto semelhante ao que ocorre no Sinclinal de Fajão. Por último, no Sinclinal de Penha Garcia a Formação Louredo ocorre imediatamente sobre a Formação Cabril, reconhecendo-se a Camada Favaçal (ainda que fracamente representada), estando o teto representado pelo contacto dos argilitos do Membro Vaca com os arenitos impuros da Formação Ribeira da Laje.

A Formação Louredo correlaciona-se lateralmente com a Formação Cabeço do Peão (sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro e de Portalegre) e com a Formação Chão do Amieiral (Sinclinal de Moncorvo-Poiares e Anticlinal S. Martinho de Angueira na região de Trás-os-Montes; Meireles, 2013).

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Louredo apresenta no Sinclinal de Buçaco um abundante conteúdo fossilífero, sendo este bastante reduzido nos sinclinais de Vila Velha de Ródão e de Penha Garcia, constituído por trilobites, braquiópodes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, hyolitídeos, graptólitos, conulárias, machaerídeos, ostracodos, quitinozoários e acritarcas. No Sinclinal de Fajão, a Formação Louredo não proporcionou até ao momento conteúdo macrofossilífero. No Sinclinal de Buçaco foram identificadas as trilobites *Vysocania* cf. *iberica, Armoricania* sp. n. gen., *Dalmanitina philippoti, Crozonaspis dujardini, Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma, Kloucekia* sp., *Colpocoryphe grandis, Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Deanaspis seunesi* (neste trabalho). Identificaram-se os braquiópodes *Svobodaina armoricana, Gelidorthis* cf. *meloui, Aegiromena* cf. *aquila praecursor, Drabovia* cf. *redux, Triplesia* cf. *simplex, Tazzarinia* cf. *drotae, Hedstroemina* sp., *Rostricellula* sp., *Saukrodictya* sp., *Petrocrania* sp. além de diversos lingulídeos. Também se identificaram os bivalves *Concavodonta ponderata, Myoplusia bilunata perdentata, Praenucula ribeiroi* e *Leda escosurae;* o machaerídeo *Plumulites fraternus;* os ostracodos *Hastatellina normandiensis, Satiellina delgadoi, Copelandia kerfornei* e *Rivillina* sp.; os acritarcas *Aremoricanium rigaudae, Baltisphaeridium deunffi, B. clava, B. brevispinosum, B. eisenackianum, B. crozonensis, B. hirsutoides, B. longispinosum, B. macroceras, B. multipilosum, ?Deunffia monocantha, Goniosphaeridium* cf. *polygonale, Micrhystridium bacilliferum, M. incertum, M. nannacanthum, M.* cf. *stellatum, Mustiplicisphaeridium arbusculiferum, M. ramusculosum, M. bicurcatum, ?M. fishrii, Orthosphaeridium cinondrododora, O. rectangulare, Peteinosphaeridium cf. trifurcatum, P.*

trifurcatum longiradiatum, ?P. trifurcatum typicum, ?Stelliferidiumgen., Veryhachium downiei, V. europaeum, V. trispinosum, V. trisulcum, Dateriocradus sartbernardense e *Goniosphaeridium uncinatum;* e diversos quitinozoários das bizonas de *Jenkinochitina tanvillensis* e *Belonechitina robusta* (dados recopilados e atualizados em Sá *et al.*, 2011, baseados nas contribuições Delgado, 1908; Henry & Thadeu, 1971; Mitchell, 1974; Elaouad-Debbaj, 1978; Paris, 1981, 1990 e Young, 1985). No Sinclinal de Vila Velha de Ródão foram identificadas na Formação Louredo as trilobites *Primaspis romanoi* n. sp., *Deanaspis* cf. *seunesi,* Calymenidae indet. e briozoários trepostomados, crinoides e braquiópodes indeterminados (neste trabalho). No Sinclinal de Penha Garcia foram identificadas as trilobites *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma*, *Calymenella boisseli* e *Deanaspis* cf. *seunesi* (neste trabalho) e os braquiópodes *Horderleyella* sp. e *Hedstroemina* (dados de Young, 1985).

O conteúdo fossilífero da Formação Louredo indica uma idade Berouniano médio (ca. Sandbiano superior-Katiano inferior), pelo reconhecimento das biozonas de quitinozoários *Jenkinochitina tanvillensis* (parte inferior e média da formação) e *Belonechitina robusta* (parte superior; estratótipo desta biozona, Paris, 1981, 1990), e associações de braquiópodes da biozona *Svobodaina armoricana-Gelidorthis meloui* e associação de trilobites da biozona *Crozonaspis dujardini-Deanaspis seunesi*.

Ambiente deposicional. A Formação Louredo ter-se-á depositado num ambiente de plataforma, com sedimentação predominantemente clástica, dominada por eventos tempestíticos. Em termos de profundidade, Young (1985) estimou valores inferiores a 80 m, mas superiores a 15 m (nível base da ondulação) para a maioria das fácies desta unidade. No que diz respeito ao horizonte oolítico basal – Camada Favaçal – Young (1985) admitiu que a ter ocorrido erosão anterior à formação deste nível, ela terá sido mínima, já que este representa um período de deposição quase ausente (nível extremamente condensado). Os nódulos do topo da Formação Cabril deverão representar um hiato sedimentar, que antecede a formação do ferrólito. Este último, por sua vez, indica uma taxa de sedimentação muito baixa e a sua formação foi associada a um máximo eustático (Young, 1989), nomeadamente ao "último" episódio transgressivo num evento transgressivo global maior, a passagem de um sistema transgressivo para o nível alto do mar, representando uma superfície de máxima inundação (Young, 1992). Os eventos de produção deste tipo de níveis de ferrooolítico foram interpretados como aproximadamente síncronos em áreas extensas da plataforma gondwânica, refletindo condições de sedimentação uniformes em profundidades e gradientes de plataforma muito baixos (Young, 1992).

Observações. Anteriormente, Metodiev *et al.* (2009, 2010) reconheceram nas sequências ordovícicas dos sinclinais de Fajão e de Vila Velha de Ródão a Formação Cabeço do Peão, com base nos níveis aqui atribuídos à Formação Louredo. A semelhança destas sequências com a do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro justificou a decisão destes autores. Porém, e como anteriormente referido no Capítulo 2, a presença de camadas de arenito decimétricas, bioturbados e exibindo estratificação hummocky, intercaladas com siltitos e argilitos, mostram uma maior afinidade sedimentar com a Formação Louredo do que com a Formação Cabeço do Peão.

4.3. Formação Cabeço do Peão (Young, 1988; redefinida por Romão, 2000, 2006)

Sinónimos. "Schistes à *Orthis Berthoisi*" (Delgado, 1908); "Xistos com *Trinucleus Bureaui, Dalmania Dujardini* e polipeiros*"* (Costa, 1931); "Monte do Carvalhal Formation" *pro parte* (Cooper, 1980).

Estratótipo. A Formação Cabeço do Peão tem como estratótipo a antiga estrada para a povoação de Monte do Carvalhal, Dornes (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1985, 1988) e em Romão (2000).

Litologia e limites. A Formação Cabeço do Peão está constituída na parte inferior por arenitos ferruginosos bioturbados aos quais se segue uma sucessão espessa de argilitos micáceos muito fossilíferos que constituem o Membro Queixopêrra. Sobre este, ocorrem arenitos e siltitos bioturbados micáceos que são grano e estratocrescentes (Membro Aziral) e a unidade termina com um nível delgado de arenitos ferruginosos com alguns oólitos, que constitui o Membro Serra de Cadaveira. A base da formação está constituída por um nível de ferro oolítico, a Camada Favaçal, já descrita anteriormente. O topo da formação está marcado pelo contacto dos arenitos ferruginosos do Membro Serra de Cadaveira com um horizonte conglomerático com nódulos fosfatados, base da Formação Ribeira da Laje, uma sucessão regressiva quartzítica.

Variação regional. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida nas sequências dos sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro (estratótipo) e Portalegre. A unidade é mais espessa no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro (superior a 100 m) do que no Sinclinal de Portalegre. No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, a Formação Cabeço do Peão aumenta de espessura para sul, contabilizando-se cerca de 106 m em Amêndoa e aproximadamente 140 m em Mação. A Camada Favaçal, embora seja um nível contínuo, varia entre 5-10 cm em Caratão até 60-80 cm em Sanguinheira e Fonte de Amêndoa (Romão, 2000). O Membro Queixopêrra foi reconhecido em ambos os sinclinais onde a Formação Cabeço do Peão está representada. No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, muito mais estudado, este membro está mais bem representado no flanco sul da estrutura, aumenta de espessura para oeste. No flanco norte, não ultrapassa normalmente os 10 m. O Membro Aziral (50-100 m) é mais pelítico no setor oeste do flanco sul e em todo o flanco norte do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Em Portalegre, embora os dados sejam ainda preliminares, uma sucessão de 30 m de arenitos intercalados com siltitos e argilitos poderá equivaler a este membro, tendo assim uma espessura inferior à verificada no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. O Membro Serra de Cadaveira (6 m) é apenas reconhecido no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

A Formação Cabeço do Peão correlaciona-se lateralmente com a Formação Louredo (Sinclinal de Buçaco) e com a Formação Chão do Amieiral (Sinclinal de Moncorvo).

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Cabeço do Peão apresenta no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro um abundante conteúdo fossilífero, porém escasso no Sinclinal de Portalegre, constituído por trilobites, braquiópodes, briozoários, equinodermes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, rostroconchas, graptólitos, conuláridos, machaerídeos, ostracodos e quitinozoários.

No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, foram identificadas na Formação Cabeço do Peão as trilobites *Cekovia piresi* n. sp., *Vysocania iberica, Ulugtella? guedesi* n. sp., *Armoricania beaumonti* n. gen., *Lichas* sp., *Primaspis romanoi* n. sp., *Selenopeltis buchi, Zeliszkella* cf. *renaudae, Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Dalmanitina manfroi* n. sp., *Crozonaspis* aff. *dujardini, Eudolatites queixoperra* n. sp., *Phacopidina? armoricana, Actinopeltis tejoensis, Actinopeltis? henrotayi* n. sp., *Eccoptochile clavigera, Prionocheilus verneuili, Colpocoryphe grandis, Iberocoryphe* cf. *bonissenti*, *Radnoria guyi, Deanaspis grenieri, Deanaspis seunesi, Nobiliasaphus* sp. e *Eoharpes macaoensis* (neste trabalho); os braquiópodes *Tazzarinia* sp., *Triplesia* sp., *Gelidorthis meloui, Svobodaina* cf. *armoricana, Aegiromena aquila intermedia, Saukrodictya* sp., *Rostricellula* sp., Lingulacea e Discinacea indet.; os equinodermes *Rhombifera bohemica, Caryocrinites* sp., Hemicosmitida indet., *Aristocystites*? sp., Diploporita indet, *Mespilocystites* sp. e Crinoidea indet.; o gastrópode *Holopea antiquata*; os bivalves *Praeleda* cf. *pulchra, Praenucula* sp., *Myoplusia*? sp. e *Hemiprionodonta* sp., orthocerídeos indeterminados; o machaerídeo *Plumulites* sp.; os briozoários Trematoporidae e Phylloporinidae indet.; o ostracodo *Bollia?* sp.; e os quitinozoários *Euconochitina tanvillensis, Calpichitina lenticularis, Hercochitina* sp., *Desmochitina minor* f. *piriformis, D. minor, Belonechitina* sp., *Conochitina* sp. e *Euconochitina* sp. (em nódulos remobilizados da Camada Favaçal foram ainda identificados os quitinozoários *Lagenochitina dalbyensis, L. deunffi, Cyathochitina campanulaeformis, Desmochitina minor, Desmochitina* sp., *Pistillachitina pistillifrons, Belonechitina capitata, Conochitina* cf. *dolosa*? e *Euconochitina tanvillensis*) (dados recopilados e atualizados em Sá *et al.*, 2011, baseados nas contribuições Delgado, 1908; Young, 1985; Romão, 2000 e Vaz, 2010).

O conteúdo fossilífero da Formação Cabeço do Peão indica uma idade Berouniano médio (ca. Sandbiano superior-Katiano inferior) a superior. O Membro Queixopêrra apresenta associações que se inserem nas biozonas de quitinozoários *Euconochitina tanvillensis,* de trilobites *Crozonaspis dujardini-Deanaspis seunesi* e na de braquiópodes *Svobodaina armoricana-Gelidorthis meloui*, representadas inclusive pelos próprios taxa que definem estas biozonas. Embora o Membro Serra do Cadaveira possa já corresponder ao Berouniano superior (segundo os dados de Romão, 2000), na ausência de marcadores biostratigráficos rigorosos, é mais coerente atribuir-lhe a mesma idade da restante formação.

Ambiente deposicional. A Formação Cabeço do Peão constitui uma sequência detrítica regressiva, que corresponde a ciclo regressivo de primeira ordem, marcado por uma elevada taxa de sedimentação (Young, 1989, 1992). Segundo Romão (2000), a natureza muito fina dos pelitos, apenas com laminações ténues, sugere deposição em condições de muito baixa energia com períodos de baixa oxigenação, representados pelos horizontes com abundância de pirite. Após estes períodos, as biotas voltariam a instalar-se. Conti & Serpagli (1991) interpretaram em níveis semelhantes da Sardenha condições de águas superficiais e salobras, onde prevalecia a dinâmica de *upwelling*. Porém, as associações fossilíferas dominadas por equinodermes e a continuidade entre a Camada Favaçal (superfície de máxima inundação) e os argilitos muito fossilíferos que se lhe sobrepõem sugerem que a deposição do Membro Queixopêrra e, por conseguinte, de grande parte da Formação Cabeço do Peão, terá ocorrido em condições de profundidade consideráveis, as quais permitiram o baixo hidrodinamismo e decantação das argilas e de salinidade normal. Os membros Aziral e Serra

do Cadaveira espelham condições de profundidade menor, indicadas por marcas de ondulação e estruturas *hummocky*, deduzindo-se uma alternância de tempestades e períodos calmos nos quais se terão formado as intercalações de siltes e argilas.

Observações. Embora a Formação Cabeço do Peão tenha sido identificada nos sinclinais de Fajão (Metodiev *et al.*, 2010) e de Vila Velha de Ródão (Metodiev *et al.*, 2009), considera-se neste trabalho que as sucessões destes sinclinais apresentam maior afinidade com a Formação Louredo, um equivalente lateral da primeira. A passagem lateral das fácies que caracterizam a unidade Cabeço do Peão às fácies da Formação Louredo é observável nos setores oeste do flanco norte do Sinclinal de Amêndoa-Carveiro, nos quais o Membro Queixopêrra tem pouco expressão e onde predominam as barras areníticas.

4.4. Formação Chão do Amieiral (Sá *et al.*, 2005)

Sinónimos. "Xistos de cor beje claro" (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1996).

Estratótipo. A Formação Chão do Amieiral tem como estratótipo a secção do Cabeço do Amieiral, Mós, Torre de Moncorvo (Sinclinal de Moncorvo-Poiares). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Sá (2005) e Sá *et al.* (2005).

Litologia e limites. A Formação Chão do Amieiral está constituída na base por um nível de ferro oolítico (2,7 m), rico em nódulos fosfáticos, a Camada Chôsavelha, que se sobrepõem aos argilitos da Formação Moncorvo. Seguem-se margas descalcificadas muito fossilíferas às quais se sobrepõem argilitos negros intercalando laminações areníticas bioturbadas. É frequente a ocorrência de lentículas de quartzo que seria originalmente calcite. O topo da formação corresponde ao contacto destes argilitos com os diamictitos da Formação Guadramil.

Variação regional. Esta unidade ocorre no Sinclinal de Moncorvo-Poiares, onde apresenta 80 m de espessura, e no Anticlinal de S. Martinho de Angueira, para o qual foram estimados 200 m (Meireles, 2011, 2013). É um equivalente lateral das formações Louredo e Cabeço do Peão (Sá, 2005), correlacionando-se a Camada Chôsavelha com a Camada Favaçal de Portugal central.

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Chão do Amieiral apresenta um abundante conteúdo fossilífero, proveniente das margas descalcificadas a muro da unidade, constituído por equinodermes, briozoários, trilobites, bivalves e gastrópodes. Foram identificadas as trilobites *Vysocania* cf. *iberica*, *Lichas* sp., *Actinopeltis* sp. A. e *Deanaspis* cf. *seunesi* (neste trabalho; também Pereira *et al.*, 2015c); os equinodermes Aristocystitidae gen. et sp. indet., *Caryocrinites* cf. *rugatus*, Hemicosmitida inc. fam., *Heliocrinites* sp., Echinosphaeritidae gen. et sp. indet., *Mespilocystites* sp., *Bystrowicrinus* (col.) *dyfedensis*, *Trigonocyclicus* (col.) sp., *Trilobocrinus* (col.) sp., *Pentagonocyclicus* (col.) sp., *Fascicrinus* (col.) sp., *Scalaricrinus* (col.) sp. e *Tetragonocyclicus* (col.) sp; o gastrópode *Holopea? antiquata*; e briozoários Trepostomata indet. e Cryptostomata indet.

O conteúdo fossilífero da Formação Chão do Amieiral indica uma idade Berouniano médio (ca. Sandbiano superior-Katiano inferior).

Ambiente deposicional. A Formação Chão do Amieiral ter-se-á depositado em condições similares às da Formação Chão do Amieiral, com a abundância de equinodermes a indicar condições de salinidade normal e hidrodinamismo baixo para permitir a decantação

das argilas. A profundidade seria moderada, permitindo o estabelecimento de biotas diversas, dominadas por equinodermes e briozoários.

4.5. Formação Ribeira da Laje (Young, 1988; redefinida por Romão, 2000)

Sinónimos. "Schistes à *Orthis Berthoisi*" *pro parte* (Delgado, 1908); "Xistos com *Trinucleus Bureaui, Dalmania Dujardini* e polipeiros*" pro parte* (Costa, 1931); "Monte do Carvalhal Formation" *pro parte* (Cooper, 1980).

Estratótipo. A Formação Ribeira da Laje tem como estratótipo a secção do Vale da Ribeira da Laje, em Sanguinheira, Mação (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1988) e Romão (2000).

Litologia e limites. A Formação Ribeira da Laje é uma sequência regressiva cuja base está definida por um horizonte conglomerático, ao qual se seguem pelitos micáceos intercalados de bancadas de arenitos bioturbados e quartzitos impuros, estratocrescentes e progressivamente mais frequentes para o topo da formação. Estes apresentam estratificação hummocky. Cooper (1980) definiu o Membro Serra do Amial, cujo estratótipo se localiza entre o Monte do Carvalhal e a Serra do Amial em Dornes (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro), e que corresponde a um conjunto de estratos espessos de quartzitos e arenitos de grão fino, intercalados com níveis de siltitos.

Variação regional. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida nas sequências dos sinclinais de Fajão, Amêndoa-Carvoeiro (estratótipo), Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e, possivelmente, Portalegre. A nível regional, esta formação apresenta pouca variação de espessura, estando menos desenvolvida no Sinclinal do Fajão (ca. 20 m), variando entre 30 m a 50 m no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro e diminuindo para 25-30 m nos sinclinais de Vila Velha de Ródão e de Penha Garcia. No que diz respeito ao Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, mais bem estudado, a variação de litofácies e espessura é mais significativa. Em alguns setores no flanco sul deste sinclinal a Formação Ribeira da Laje não aflora (e.g. Zumbreira, Casalinho), estando a Formação Cabeço do Peão em contacto erosivo com a Formação Casal Carvalhal. Também no flanco norte, em Fonte de Amêndoa, esta unidade está ausente. A nível de litofácies, há setores onde predominam claramente as fácies quartzíticas, porém em outros a formação está caracterizada por pelitos na base da unidade (e.g. Pereiro e Chão de Lopes Pequeno).

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Ribeira da Laje apresenta um conteúdo fossilífero geralmente reduzido e tipicamente pouco diverso, sendo atualmente conhecidos fósseis de trilobites, braquiópodes, equinodermes e quitinozoários. Porém, alguns níveis nos sinclinais do Fajão e de Amêndoa-Carvoeiro são lumachélicos, constituídos quase exclusivamente por braquiópodes draboviídeos (associações normalmente monospecíficas). No Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro foram identificadas na Formação Ribeira da Laje as trilobites *Dalmanitina* sp., *Kloucekia* sp. B e *Calymenella boisseli* (neste trabalho); os braquiópodes *Drabovia* cf. *redux* e *Hirnantia kinnelloides* (Colmenar *et al.*, 2013b); e os quitinozoários *Euconochitina tanvillensis, Conochitina* sp., *Euconochitina* sp., *Hercochitina* sp., *Spinachitina* sp., *Tanuchitina* sp., *Aconthochitina barbata* e *Belonechitina* sp. No Sinclinal de Penha Garcia foi identificada a trilobite *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina*

exophtalma. No Sinclinal do Fajão foram identificadas as trilobites *Calymenella* cf. *bayani* e *Plaesiacomia robardeti,* associadas com abundantes braquiópodes draboviídeos.

O conteúdo fossilífero da Formação Ribeira da Laje indica uma idade Berouniano médio (ca. Sandbiano superior-Katiano inferior) para a parte inferior da formação (indicada por uma associação da biozona de quitinozoários *Euconochitina tanvillensis*) e uma idade Berouniano superior (ca. Katiano inferior, fatia de Andar Ka2) para a restante formação (indicada pela biozona de quitinozoários *Aconthochitina barbata* e corroborada pela associação de trilobites e braquiópodes, com fácies amplamente dominadas por draboviídeos, as quais são frequentes nos depósitos desta idade da Península Ibérica).

Ambiente deposicional. A Formação Ribeira da Laje constitui uma sucessão terrígena regressiva. A sua deposição terá ocorrido em ambiente de baixa energia progradando para ambiente de shoreface (Romão, 2000) e, por conseguinte, aumento de hidrodinamismo. Os níveis com intraclastos sugerem a intervenção de fluxos turbulentos, possivelmente associados a eventos tempestíticos. As descontinuidades erosivas na base e topo da Formação Ribeira da Laje espelham condições de depósito de pequena profundidade e elevado hidrodinamismo, com taxas de sedimentação muito reduzidas que conduziram à formação de níveis condensados.

Observações. A Formação Ribeira da Laje foi incluída originalmente por Young (1988) no Grupo Rio Ceira, por correlação lateral com as formações Ribeira do Braçal e Ribeira Cimeira, do Hirnantiano. Porém, o estudo das associações de quitinozoários (Vaz, 2010) permitiram concluir que a Formação Ribeira da Laje é significativamente mais antiga do que originalmente considerado, tendo uma idade Berouniano médio a superior. Esta idade foi posteriormente corroborada com base nas associações de trilobites (Pereira *et al.*, 2015b e neste trabalho) e nas de braquiópodes (Colmenar *et al.*, 2013). Do ponto de vista da proposta litostratigráfica de categoria Grupo de Young (1988), a Formação Ribeira da Laje deverá ser excluída do Grupo Rio Ceira e eventualmente incluída no Grupo Sanguinheira. Este último abarca na sua conceção original uma sequência predominantemente arenítica. O hiato sedimentar entre as formações Louredo e Cabeço do Peão e a Formação Ribeira da Laje é muito inferior ao suposto originalmente por Young (1988), havendo continuidade das biozonas reconhecidas no topo daquelas unidades e na base da Formação Ribeira da Laje. Outra das implicações de uma idade berouniana da Formação Ribeira da Laje será a alteração do posicionamento da importante lacuna estratigráfica anteriormente colocada entre as formações Cabeço do Peão e Ribeira da Laje (Young, 1985, 1988; Romão, 2000), a qual deverá existir afinal entre as formações Ribeira da Laje e Casal Carvalhal (Romão *et al.*, 2013 indicaram a existência de uma discordância cartográfica entre estas formações mas considerando uma lacuna temporal significativamente inferior). Esta lacuna incluirá o Kralodvoriano e a parte inferior do Hirnantiano (escala regional mediterrânica, Bergström *et al.*, 2009).

Não é fácil balizar os limites da Formação Ribeira da Laje em todos os setores onde ocorre. O facto de estar constituída sobretudo por arenitos, ocorrer sobre unidades areníticas (topo da Formação Louredo nos sinclinais de Fajão e Vila Velha de Ródão e Membro Serra do Cadaveira nos sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro e ?Portalegre) e das suas litofácies apresentarem uma marcada variação lateral (nem sempre os argilitos micáceos que constituem a base da formação no estratótipo estão presentes e/ou nem sempre é possível reconhecer o

horizonte conglomerático basal), dificulta por vezes a aplicação operacional desta unidade. Desta forma, é difícil garantir o rigor da proveniência de alguns dos fósseis estudados, podendo alguma das associações descritas pertencer ao topo do Grupo Sanguinheira (formações Louredo e Cabeço do Peão)[2].

4.6. Formação Porto de Santa Anna (Mitchell, 1974; redefinida por Young, 1988)

Sinónimos. "Schistos impuros diabasicos" (Delgado, 1897); "Diabase et calcaire" *pro parte* (Delgado, 1908); "Calcáreos com polipeiros e D. Dujardini e Xistos argilosos, micáceos e diabásicos*" pro parte* (Costa, 1931); "Xistos diabásicos" (Costa, 1950).

Estratótipo. A Formação Porto de Santa Anna tem como estratótipo duas secções, uma para a parte inferior da formação e outra para a parte superior. O estratótipo da parte inferior da formação localiza-se na estrada para Ponte da Mata, na localidade de Galhano, Penacova (Sinclinal de Buçaco) e o estratótipo da parte superior da formação localiza-se a 400m do primeiro, em Chão das Figueiras, Palheiros. Atualmente estes estratótipos estão muito pouco visíveis, pelo que se sugerem diferentes secções entre Galhano e Palheiros para complementar estas secções-tipo. A descrição detalhada dos estratótipos pode ser encontrada em Young (1985, 1988).

Litologia e limites. A Formação Porto de Santa Anna é litologicamente muito variável, estando constituída por uma sucessão vulcanoclástica (Membro Leira Má) à qual se sobrepõem rochas silicificadas que seriam originalmente carbonatadas e uma parte superior onde se intercalam tufitos e escoadas vulcânicas, muito meteorizadas e em algumas secções calcários silicificados. A base da formação está marcada por um horizonte de ferro oolítico que se sobrepõe aos argilitos do Membro Galhano e o topo da formação corresponde ao contacto entre os níveis vulcânicos e/ou carbonatos com os argilitos negros da Formação Vale da Ursa (Silúrico; Sinclinal de Buçaco, setor norte).

Variação regional. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida apenas nas sequências dos sinclinais de Buçaco (estratótipo) e Fajão. A nível regional, a Formação Porto de Santa Anna está menos desenvolvida no setor sul do Sinclinal de Buçaco (onde alcança apenas um metro de espessura em Vila Nova do Ceira) e no Fajão (ca. 40 m), face ao seu desenvolvimento no setor norte do Sinclinal de Buçaco, que inclui o estratótipo (ca. 140 m). No Sinclinal de Buçaco a unidade passa lateralmente à Formação Ferradosa (dando-se a passagem do ponto de vista operacional entre as localidades de Galhano e Sazes de Lorvão), reaparecendo as suas litofácies mais a sul, em Vila Nova de Poiares, onde apresenta uma espessura muito reduzida e onde contacta a topo com o Grupo Venda Nova (Formação Ribeira do Braçal). No setor norte do Sinclinal de Buçaco, onde a Formação Porto de Santa Anna tem maior expressão, a variação lateral de litofácies é muito marcada. Na localidade de Louredo reconhece-se sobretudo o Membro Leira Má, estando a formação

[2] Numa fase pós-termino desta dissertação, novos dados de campo permitiram balizar o contacto entre as formações Cabeço do Peão e Ribeira da Laje em várias secções do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, sendo que uma das associações descritas como pertencentes à Formação Ribeira da Laje, nomeadamente a documentada por Colmenar *et al.* (2013b) e a trilobite *Calymenella boisseli,* provêm do Membro Aziral da Formação Cabeço do Peão.

incompleta por contacto estrutural com os níveis do Carbónico. Na localidade de Covelo, a Formação Porto de Santa Anna apresenta uma sequência semelhante à de Louredo mas está completa, contactando com o Grupo Venda Nova (Formação Ribeira do Braçal). Um pouco a sul de Louredo, na localidade de Cácemes, a parte superior da formação está constituída por níveis silicificados, que seriam originalmente carbonatos, e na localidade do Galhano aparecem já as diferentes litofácies descritas por Young (1988) no estratótipo, desde rochas silicificadas a *rottenstones* de orthocerídeos, níveis de cinzas e carbonatos que contactam em discordância com o Silúrico (Formação Vale da Ursa), estando ausente o Grupo Rio Ceira. Por fim, na localidade de Palheiros, cuja secção foi descrita por Delgado (1908, p. 38; Corte do Vale de São Jorge), a formação apresenta no seu topo níveis siltíticos e argilíticos, muito finos e rochas silicificadas em contacto discordante com a Formação Vale da Ursa.

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Porto de Santa Anna apresenta no Sinclinal de Buçaco um abundante conteúdo fossilífero. No Sinclinal de Fajão, a Formação Porto de Santa Anna não proporcionou até ao momento conteúdo macrofossilífero. No Sinclinal de Buçaco foram identificadas no Membro Leira Má (parte inferior da formação) as trilobites *Cekovia loredensis, Vysocania iberica, Delgadoa loredensis, Lichas lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eudolatites* aff. *angelini, Kloucekia youngi, Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi, Actinopeltis bocagei, Eccoptochile impedita, Eccoptochile tumifrons, Areia bussacensis* n. sp., *Prionocheilus costai, Radnoria loredensis, Nobiliasaphus katianus* n. sp. e *Onnia? Malladai.* Identificou-se ainda uma associação muito diversa de braquiópodes cujo estudo sistemático está em curso (Jorge Colmenar, em preparação) representada pelas espécies *Svobodaina feisti, S. havliceki,, Rostricellula ambigena, Rafinesquina (Mesogeina) pseudoloricata, R. (Mesogeia) loredensis, Kjaerina (Villasina) almadenensis, Nicolella actoniae* ssp., Draboviidae indet., *Heterorthina* sp., *Leangella (Leangella) anaclyta, Triplesia* cf. *cymbula, Saukrodictya reticula, Portranella exornata, Porambonites (Porambonites) magnus, Ptychopleurella villasi, Eridorthis angustisulcata, Oxoplesia luesma, Eoanastrophia pentamera*, graptólitos diplograptáceos, o machaerídio *Plumulites bohemicus*, os bivalves *Modiolopsis* e alguns palaeotaxodontes, os gastrópodes *Holopea*, pleurotomarídeos e bellerophontídeos, os equinodermes *Aristocystites, Caryocrinites, Orocystites* e *Mespilocystites*, cefalópodes, hyolithídeos, conuláridos, o phyllocárido *Dithyrocaris? longicauda*, briozoários ramosos e hemisféricos, quitinozoários e acritarcas (dados recopilados e atualizados em Sá *et al.*, 2011, baseados nas contribuições Delgado, 1908; Henry & Thadeu, 1971; Mitchell, 1974; Elaouad-Debbaj, 1978; Paris, 1981, 1990 e Young, 1985).

Na parte superior da Formação Porto de Santa Anna foram identificadas as trilobites *Parillaenus? creber, Actinopeltis* sp. indet. e *Phillipsinella lusitanica* n. sp., os braquiópodes *Jezercia, Aegiria, Christiania?, Dedzetina, Eoplectodonta (Kozlowskites), Eridorthis, Epitomyonia, Foliomena, Nicolella, Skenidioides, Ptychopleurella, Protozyga?, Bicuspina, Oxoplecia, Triplesia, Paracraniops*, e Rafinesquinidae indet e briozoários, equinodermes e gastrópodes cujo estudo está em curso (Colmenar *et al.*, em preparação) (dados deste trabalho e de Colmenar *et al.*, 2016b). O conteúdo fossilífero do Membro Leira Má indica uma idade Berouniano superior (ca. Katiano inferior, fatia de Andar Ka2 – ver discussão em Pereira *et al.*, 2016b) e a associação da parte superior indica uma idade Kralodvoriano superior (ca. Katiano superior, fatia temporal Ka4) (Colmenar *et al.*, 2016b).

Ambiente deposicional. A deposição da Formação Porto de Santa Anna terá ocorrido em simultâneo com importante atividade vulcânica, como indicam as escoadas vulcânicas e as brechas vulcânicas. Não há indicação de atividade vulcânica subaérea, tendo Young (1985) sugerido que a unidade se depositou sob o nível base da ondulação e que o vulcanismo terá conduzido a uma topografia que produziu as rápidas mudanças locais de fácies observadas. O facto de não se conhecerem sequências contemporâneas afastadas do centro vulcânico, dificultam mais interpretações. No topo da formação, a associação fossilífera estudada (Colmenar *et al.*, 2016b) indica deposição em ambiente de profundidade considerável. Mais considerações relativas à relação entre as rochas silicificadas, doleritos e calcários, estão em curso (Javier-Álvaro *et al.*, em preparação).

Observações. O horizonte de ferro oolítico que constitui a base da Formação Porto de Santa Anna será correlacionável com o Horizonte Podolí, base da Formação Králův Dvůr da República Checa. Esta camada será futuramente definida como tal, dado constituir um nível guia e ter uma importância suprarregional.

4.7. Formação Ferradosa (Young, 1988)

Sinónimos. "Diabase et calcaire" *pro parte* (Delgado, 1908); "Calcários*"* (Costa, 1950).

Estratótipo. A Formação Ferradosa tem como estratótipo a área a leste da localidade de Ferradosa, Penacova (Sinclinal de Buçaco). A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1985, 1988).

Litologia e limites. A Formação Ferradosa está constituída por dois membros: o Membro Poiares, inferior, caracterizado por margas descalcificadas, e o Membro Riba de Cima, caracterizado por dolomitos massivos que constituem maioritariamente a formação. A base da formação está constituída por um nível de ferro oolítico que Young (1988) correlacionou tentativamente com o ferrólito basal da Formação Porto de Santa Anna e o topo da formação apresenta em alguns setores calcários silicificados e sedimentos tufíticos que contactam tectonicamente com argilitos do Silúrico.

Variação regional. A Formação Ferradosa é conhecida exclusivamente o setor sul do Sinclinal de Buçaco, desde Sazes de Lorvão (Penacova) até Vila Nova de Poiares. Na localidade-tipo o Membro Poiares apresenta 6 m de espessura e o Membro Riba de Cima cerca de 100 m. Na região a norte do Rio Mondego, nas secções de Espinheira e Sazes de Lorvão, o Membro Poiares tem um maior desenvolvimento e chega a constituir a totalidade da formação (localidade SAZ-MP-1), intercalando na base escoadas vulcânicas e a topo níveis de granularidade muito fina semelhantes aos do topo da Formação Porto de Santa Anna na secção de Palheiros (Corte de Vale de S. Jorge).

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Ferradosa tem abundante conteúdo fossilífero. O Membro Poiares apresenta em alguns setores (Sazes de Lorvão) abundantes fósseis de briozoários, bastantes braquiópodes e algumas trilobites, gastrópodes e equinodermes. Na localidade-tipo foram ainda descritos fósseis de conodontes (Sarmiento *et al.*, 2001). O Membro Riba de Cima apresenta uma associação fossilífera bastante diversa, constituída por equinodermes, briozoários e braquiópodes e, raramente, trilobites e gastrópodes. No Membro Poiares foram identificadas as trilobites *Cekovia* sp., *?Cekovia* cf.

perplexa, Parillaenus? cf. *creber, Lichas* sp. indet., *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi, Eccoptochile impedita, Ovalocephalus tetrasulcatus* e *?Nobiliasaphus* sp. indet., os braquiópodes *Nicolella* sp., *Cliftonia* sp., *Eoanastrophia pentamera, Kjaerina (Villasina) almadenensis, Eridorthis angustisulcata, Saukrodictya reticula, Triplesia* sp., *Orthidae* indet., *Leptaena* sp., *Iberomena sardoa, Leangella* sp., *Oxoplecia* sp., *Dolerorthis* sp. e *Portranella exornata* (Jorge Colmenar, dados inéditos), os equinodermes *Conspectocrinus* (col.) *celticus* e Echinosphaeritidae indet. (neste trabalho) e os conodontes *Scabbardella?* sp., *Panderodus* cf. *gracilis, Amorphognathus* cf. *ordovicicus, Sagittodontina robusta, Eocarniodus gracilis* e *Istorinus erectus*. O estudo sistemático da restante associação fossilífera deste membro está em curso. No Membro Riba de Cima foram identificadas as trilobites *Cekovia* sp., *Parillaenus*? cf. *creber*, "*Bumastus*" aff. *commodus, Lichas* sp., "*Ceraurinus*" cf. *meridianus, Amphoriops* cf. *inflatus, Ovalocephalus* sp., *Prionocheilus* sp. e *Nobiliasaphus* sp., os braquiópodes *Porambonites dreyfussi, Kjaerina (Villasina) pedronaensis, Kjaerina (Villasina) meloui, Dolerorthis abeirensis, Iberomena sardoa, Eoanastrophia pentâmera, Bicuspina* cf. *armoricana*, Triplesiid gen. indet. sp., *Nicolella* sp., *Cliftonia* sp., *Dalmanella* sp., *Triplesia* sp., *Saukrodictya* sp., *Jezercia*? sp., *Portranella*? sp., *Paracraniops* sp., *Ptychopleurella* sp., *Bicuspina* sp., Leptaeninae indet., Plectambonitoidea indet, Glyptorthinid indet, Strophomenidae indet e Draboviidae indet., os equinodermes *Echinosphaerites* spp., *Heliocrinites* cf. *rouvillei, Heliocrinites* sp. 1, *Heliocrinites* sp. 2, *Pentagonocyclicus* (col.) sp., *Ristnacrinus* (col.) cf. *cirrifer, Conspectocrinus* (col.) *celticus, Cyclocyclicus* (col.) sp. e *Mespilocystites* sp.

O conteúdo fossilífero da Formação Ferradosa indica uma idade Kralodvoriano (ca. Katiano superior, fatias de andar Ka3-4). Embora Young (1988) tenha sugerido para o Membro Poiares uma idade equivalente à do Membro Leira Má (Berouniano superior; ca. Katiano inferior, Ka2), a identificação da biozona de conodontes *Amorphognathus ordovicicus* por Sarmiento *et al.* (2001) apoia uma idade mais recente (Kralodvoriense). Neste trabalho, foram identificadas em algumas secções do Membro Poiares associações com taxa apenas conhecidos no Berouniano superior (e.g. *Eccoptochile impedita*) e outras onde ocorrem géneros (e.g. *Ovalocephalus*) que só são conhecidos a partir do Kralodvoriano no domínio peri-gondwânico. Tendo em conta a marcada variação lateral desta unidade (sobretudo nos setores a norte do Rio Mondego) é possível que estes níveis não sejam coevos. A associação fossilífera do Membro Riba de Cima indica uma idade Kralodvoriano e, particularmente, Kralodvoriano superior (ca. Katiano superior, fatia de andar Ka4). As considerações biostratigráficas sobre este membro estão detalhadas em Colmenar *et al.* (2017).

Ambiente deposicional. A Formação Ferradosa ter-se-á depositado num contexto de plataforma de alguma profundidade, com um hidrodinamismo moderado, boa oxigenação e salinidade normal, o qual permitiu a formação de carbonatos e o estabelecimento das biotas dominadas por briozoários e equinodermes. A inexistência de níveis vulcânicos nos locais onde o Membro Riba de Cima de desenvolveu sugere que durante a deposição das formações Porto de Santa Anna e Ferradosa foi a atividade vulcânica e topografia gerada por esta que condicionou a limitação das áreas onde houve formação massiva de carbonatos. O Membro Poiares apresenta frequentemente níveis pejados de colónias de briozoários não fragmentadas, sugerindo um hidrodinamismo muito baixo e eventuais condições de salinidade e/ou

produtividade e oxigenação peculiares, que não permitiram o estabelecimento de comunidades mais diversas naqueles setores.

Observações. Os níveis silicificados aflorantes nas regiões de Espinheira e Sazes de Lorvão (localidade de Cabeço Pedrogão), são neste trabalho incluídos no Membro Riba de Cima. Um trabalho em curso relacionado com as rochas ígneas intercaladas na sequência ordovícica do Sinclinal de Buçaco (Javier-Álvaro *et al*, em preparação) sugere que a silicificação destes carbonatos é sinsedimentar. Por outro lado, novas secções descritas neste trabalho (e.g. SAZ-MP-1) sugerem que a deposição dos membros Poiares e Riba de Cima não é sequencial, mas resultado de variação lateral de fácies, podendo a deposição de ambos em diferentes setores ter sido coeva, controlada pela paleotopografia e condições locais. Assim, é possível que a deposição das formações Porto de Santa Anna e Ferradosa tenha ocorrido desde o Bernouniano superior até ao Kralodvoriano superior e que o tipo de litofácies tenha estado relacionado com as condições locais em cada momento, não sendo possível correlacionar em termos de idade litologias semelhantes (eventual variação da idade do Membro Poiares em diferentes setores).

4.8. Formação Ribeira do Braçal (Young, 1988)

Sinónimos. "Schistes culminants" *pro parte* (Delgado, 1908); "Camadas superiores" *pro parte* (Costa, 1950).

Estratótipo. A Formação Ribeira do Braçal tem como estratótipo a secção do Rio Ceira, a oeste do vale da Ribeira do Braçal. A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1985, 1988).

Litologia e limites. A Formação Ribeira do Braçal está constituída por uma alternância de argilitos e siltitos com camadas areníticas granocrescentes, cuja espessura varia lateralmente e apresentam estratificação *hummocky* e camadas siltíticas de espessura constante e laminação paralela. A base da formação está marcada por um nível descalcificado rico em fragmentos de fósseis de crinoides, que se sobrepõem aos níveis vulcanossedimentares da Formação Porto de Santa Anna e o topo da formação corresponde ao contacto erosivo com os arenitos conglomeráticos que constituem a base da Formação Ribeira Cimeira.

Variação regional. Esta unidade ocorre exclusivamente no Sinclinal de Buçaco, onde está presente apenas localmente, nos setores de Vila Nova de Poiares e em setores estruturalmente complexos a oeste de Sazes de Lorvão (Pé de Viso, Penacova) e na Carvoeira (Penacova). Está usualmente presente nos setores onde a Formação Porto de Santa Anna tem espessuras muito reduzidas (aproximadamente 1 m) e está ausente no setor do Covelo, onde o Grupo Rio Ceira está representado apenas pela Formação Ribera Cimeira que se sobrepõe diretamente à Formação Porto de Santa Anna. A ausência do Grupo Rio Ceira nos restantes setores do Sinclinal de Buçaco, nos quais o Silúrico se sobrepõe em discordância à Formação Porto de Santa Anna, deverá estar relacionado com episódios de erosão. Nos setores onde é conhecida, a Formação Ribeira do Braçal apresenta um desenvolvimento muito semelhante.

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Ribeira do Braçal apresenta um conteúdo fossilífero abundante no nível basal na sua localidade-tipo e um conteúdo fossilífero moderado na parte inferior argilítica nas suas diferentes secções, constituído por

equinodermes (sobretudo crinoides), braquiópodes, ostracodos, machaerídeos, trilobites, quitinozoários, acritarcas e criptosporos. Foram identificados os braquiópodes *Mirorthis mira*, *Plectothyrella* cf. *libyca*, *Paromalomena* cf. *polonica*, *Plectoglossa*? sp. e um pequeno discinoide indeterminado (dados inéditos, Jorge Colmenar, comum. pess., 2016), as trilobites *Mucronaspis* cf. *mucronata* e *Flexicalymene* sp. (neste trabalho), os equinodermes *Pentagonocyclicus* e Echinospharitidae indet., o machaerídeo *Plumulites* sp. (Colmenar *et al.*, 2016a), os acritarcas *Leiofusa* sp., *Leiosphaeridia* sp., *Lophosphaeridium* sp., *Multiplicisphaeridium* sp., *Orthosphaeridium* sp., *Veryachium* sp., *Villasacapsula setosapellicula*, *Visbysphaera* sp., o quitinozoário ?*Conochitina* sp. e os criptosporos ?*Rugosphaera* sp., *Tetrahedraletes medinensis*, *Velatitetras retimembrana* e o morphon *Dyadospora murusattenuata* (Lopes *et al.*, 2011).

O conteúdo fossilífero da Formação Ribeira do Braçal indica uma idade Hirnantiano, detalhada como Hirnantiano "médio" a superior por Lopes *et al.* (2011) com base nos dados de palinomorfos.

Ambiente deposicional. A Formação Ribeira do Braçal corresponde a uma sequência regressiva, relacionada com os efeitos da glaciação finiordovícica, contendo taxa típicos de águas frias (e.g. *Plectothyrella libyca*). Os argilitos que constituem a parte inferior da formação terão sido depositados num ambiente relativamente profundo, de baixo hidrodinasmismo, sendo que alguns níveis de acumulação de fósseis indicam eventos tempestíticos que permitiram o transporte de restos somáticos de áreas menos profundas. A parte superior a formação, que intercala camadas areníticas com estratificação hummocky e níveis siltíticos de laminação paralela indicam deposição controlada por eventos tempestíticos em ambiente de plataforma interna.

Observações. A Formação Ribeira do Braçal foi correlacionada com a Formação Ribeira da Laje originalmente por Young (1988). A revisão biostratigráfica desta última formação permitiu corrigir a sua idade (Berouniano superior e não Hirnantiano), e a sequência do Sinclinal de Fajão, onde a Formação Ribeira da Laje ocorre sob a Formação Porto de Santa Anna, permitiram verificar que tais unidades não se correlacionam litostratigraficamente. Embora ambas representem sequências regressivas, estas corresponderão a episódios eustáticos distintos, separados temporalmente (um de idade Berouniano superior e outro muito posterior, do Hirnantiano médio-superior). O estudo da associação macrofossilífera da Formação Ribera do Braçal está em preparação.

4.9. Formação Ribeira Cimeira (Young, 1988)

Sinónimos. "Schistes culminants" *pro parte* (Delgado, 1908); "Camadas superiores" *pro parte* (Costa, 1950).

Estratótipo. A Formação Ribeira Cimeira tem como estratótipo a secção do Rio Ceira, a oeste do vale da Ribeira do Braçal, a mesma secção do estratótipo da infrajacente Formação Ribeira do Braçal. A descrição detalhada do estratótipo pode ser encontrada em Young (1985, 1988).

Litologia e limites. A Formação Ribeira do Braçal inicia-se por uma camada arenítica conglomerática, com base erosiva que se sobrepõe à Formação Porto de Santa Anna, seguida de uma sucessão grano e estratodecrescente de arenitos conglomeráticos, que apresentam com

frequência clastos derivados de unidades do Grupo Venda Nova, sendo possível identificar entre estes clastos fragmentos da Formação Porto de Santa Anna, alguns fossilíferos e inclusive de ferrólito. O topo da Formação Ribeira Cimeira corresponde ao contacto entre os arenitos conglomeráticos e os argilitos da Formação Casal Carvalhal.

Variação regional. Esta unidade ocorre exclusivamente no Sinclinal de Buçaco, onde está presente apenas localmente, nos setores de Vila Nova de Poiares e em setores estruturalmente complexos a oeste de Sazes de Lorvão (Pé de Viso e Covelo, Penacova) e na Carvoeira (Penacova). Está usualmente presente nos setores onde a Formação Porto de Santa Anna tem espessuras muito reduzidas (aproximadamente 1 m), exceto no setor do Covelo, onde a Formação Ribeira do Braçal está ausente e a Formação Ribera Cimeira se sobrepõe diretamente à Formação Porto de Santa Anna, a qual tem ali um desenvolvimento considerável (semelhante à do setor de Louredo). A ausência do Grupo Rio Ceira nos restantes setores do Sinclinal de Buçaco, nos quais o Silúrico se sobrepõe à Formação Porto de Santa Anna em discordância, deverá estar relacionado com episódios de erosão. Segundo Young (1988), no setor de Covelo a Formação Ribeira Cimeira sobrepõe-se sem aparente contacto erosivo à Formação Porto de Santa Anna.

Conteúdo paleontológico e idade. A Formação Ribeira Cimeira apresenta como único conteúdo macrofossilífero conhecido material remobilizado. Os fósseis estão presentes em clastos derivados da Formação Porto de Santa Anna, tendo sido identificados briozoários e um pigídio de trilobite identificado como *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*. Porém, a nível de microfósseis, Lopes *et al.* (2011) indicam a presença do acritarca *Veryhachium ?tripinosum* e do quitinozoário ?*Conochitina* sp.

O conteúdo fossilífero da Formação Ribeira Cimeira não permitiu efetuar determinação de idade. Porém, a posição estratigráfica desta unidade entre as formações Ribeira do Braçal e Casal Carvalhal, ambas hirnantianas, permite enquadrar esta unidade no Hirnantiano.

Ambiente deposicional. A deposição da Formação Ribeira Cimeira terá ocorrido em condições de profundidade reduzida e elevado hidrodinamismo, possivelmente indicador de ambiente de shoreface.

5. JAZIDAS FOSSILÍFERAS

No decorrer deste trabalho foi efetuada uma revisão das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior exploradas por autores anteriores, quer através da informação contida nos trabalhos publicados, quer através da informação de proveniência dos espécimes pertencentes às coleções consultadas. Estas jazidas foram localizadas com o objetivo de efetuar um posicionamento geográfico das mesmas, enquadramento litostratigráfico, recolha de informações sobre aspetos tafonómicos e modo de ocorrência, posição estratigráfica e variação vertical das associações. Adicionalmente, foram encontradas novas jazidas que permitiram completar o conhecimento anterior e potenciar a análise das variações laterais das associações.

O conjunto das jazidas fossilíferas de onde provém o material previamente coletado (que constitui as diversas coleções detalhadas no Capítulo 6), juntamente com as novas jazidas localizadas no âmbito deste trabalho, permitiram contabilizar um total de 65 jazidas que se distribuem em 12 folhas da Carta Militar de Portugal na escala 1:25.000 (Figs. 3.1, 5.1, 5.7, 5.9, 5.13, 5.15, 5.17). Entende-se por jazida neste trabalho um ponto geográfico e litostratigráfico concreto. Deste modo, locais onde foi recolhido material num determinado ponto geográfico, ao longo de uma unidade litostratigráfica (e.g. formação, membro), sem ter sido detalhada a posição vertical do material nessa unidade (por manutenção das associações verticalmente), foram descritos como tratando-se de uma só jazida. Porém, em caso de descriminição de diferentes níveis fossilíferos ao longo de uma secção estratigráfica (e.g. cortes clássicos ou diferentes formações numa mesma secção), foram considerados jazidas distintas.

Por motivos de organização, as jazidas serão descritas por setor geológico-geográfico, sendo no final (secção 5.7; Fig. 5.19) apresentada a informação das ocorrências de taxa de trilobites na totalidade de jazidas analisadas. A cada jazida foi atribuído um código (Tabs. 5.1 a 5.6) que se inicia por uma sigla de informação geográfica (e.g. LOR, de Louredo), seguida de uma sigla de informação litostratigráfica (e.g. FLO, Formação Louredo) e, por fim, um número que inventaria as diferentes jazidas situadas na mesma localidade geográfica e mesma unidade litostratigráfica (e.g. LOR-FLO-1 e LOR-FLO-2).

O maior número de jazidas estudadas corresponde à área do Sinclinal de Buçaco, distritos de Aveiro e Coimbra, concelhos da Mealhada, Penacova e Vila Nova de Poiares (41 de um total de 65). Segue-se o Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, distrito de Santarém, concelhos de Sardoal e Mação, com um total de 16 jazidas. Nos restantes sinclinais estudados, o número de jazidas é muito reduzido, contabilizando-se quatro no Sinclinal de Penha Garcia (todas em Monfortinho, concelho de Idanha-a-Nova), duas no Sinclinal de Fajão-Moradal e apenas uma nos sinclinais de Vila Velha de Ródão e Moncorvo-Poiares.

O sistema de referência das coordenadas geográficas (latitude/longitude) adotado é o datum WGS84.

5.1. Sinclinal de Buçaco

No Sinclinal de Buçaco foram estudados fósseis de trilobites provenientes de 41 jazidas, listadas na Tab. 5.1 e localizadas na Fig. 5.1. De entre estas, 10 foram descobertas

durante este trabalho, sendo que as restantes 32 correspondem a material recolhido anteriormente, no âmbito dos trabalhos dos Serviços Geológicos de Portugal e/ou de forma particular por Carlos Ribeiro nos finais da década de 1840, inícios da década de 1850. Estas jazidas clássicas foram, na sua maioria, relocalizadas durante este trabalho, tendo sido recolhido material adicional nas mesmas. Pela importância histórica destas jazidas é efetuada na secção 5.1.1., sempre que possível, uma resenha histórica das atividades de recolha em cada uma e outras observações pertinentes. Na secção 5.1.2. é descrita a totalidade das jazidas do Sinclinal de Buçaco, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.1) e na secção 5.1.3. é efetuado o enquadramento geológico em mapa (Figs. 5.2, 5.4, 5.6) e estratigráfico em log (Figs. 5.3, 5.5) das jazidas que foram amostradas durante o presente trabalho (esta informação não é facultada para as jazidas clássicas não localizadas, uma vez que não há dados suficientes para aferir a sua posição estratigráfica concreta dentro da unidade litostratigráfica).

A maioria das jazidas fossilíferas do Sinclinal de Buçaco provém de localidades do concelho de Penacova, sendo as restantes dos concelhos da Mealhada e de Vila Nova de Poiares. Em termos litostratigráficos, a Formação Louredo é a que mais jazidas proporcionou, num total de 24. Em ordem de abundância, segue-se a Formação Porto de Santa Anna, contabilizando-se sete jazidas, seguida da Formação Ferradosa, com seis jazidas, e as formações Carregueira e Ribeira do Braçal, com duas cada uma. Na Formação Ribeira Cimeira, apenas uma única jazida foi encontrada.

Tabela 5.1. (página seguinte) Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco. Na coluna da direita, a itálico, a designação antiga das jazidas clássicas; as restantes, correspondem às jazidas localizadas neste trabalho e o nome informal pelo qual foram sendo tratadas durante o desenrolar dos trabalhos.

	Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas	Designação antiga/informal
	LOR-FCA-1	Formação Carregueira	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'04"N; 8°21'47"W	*100m a S80ºE de Loredo*
	LOR-FLO-1	Formação Louredo	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'04"N; 8°21'49"W	*Portela de Loredo*
	LOR-FLO-2	Formação Louredo	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'14"N; 8°21'56"W	*450m a N3ºE de Loredo*
	LOR-FLO-3	Formação Louredo	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'11"N; 8°22'02"W	*300m a N15ºO de Loredo*
	LOR-FLO-4	Formação Louredo	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'09"N; 8°21'58"W	*300m a N de Loredo*
	LOR-PSA-1	Formação Porto de Santa Anna	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40º21'5''N; 8º22'12''W	*250m a N40ºO de Loredo/Vinha de Leira Ma*
	LOR-PSA-2	Formação Porto de Santa Anna	Louredo	Mealhada (Buçaco)	40°21'10"N; 8°22'19"W	*300m a N40ºO de Loredo*
	CAC-PSA-1	Formação Porto de Santa Anna	Cácemes	Penacova	40°20'36''N; 8°21'42''W	*100m a O da Fonte de Cássemes*
	CAC-PSA-2	Formação Porto de Santa Anna	Cácemes	Penacova	40°20'38"N; 8°21'28"W	*150m a N40ºO de Cássemes (Sazes)*
	CAC-FLO-1	Formação Louredo	Cácemes	Penacova	40°20'42"N; 8°21'20"W	*200m a N de Cassemes*
	PAL-FLO-1	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'51"N; 8°20'41"W	*Palheiros, 200m a SE*
	PAL-FLO-2	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'51"N; 8°20'42"W	*Palheiros, 200m a S30ºE*
	PAL-PSA-1	Formação Porto de Santa Anna	Palheiros	Penacova	40°19'55"N; 8°20'57"W	Palheiros topo
Corte do Zuvinhal	**ZUV-FCA-C17**	Formação Carregueira	Zuvinhal	Penacova	40°20'23"N; 8°20'51"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 17*
	ZUV-FLO-C16	Formação Louredo	Zuvinhal	Penacova	40°20'23"N; 8°20'51"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 16*
	ZUV-FLO-C13	Formação Louredo	Zuvinhal	Penacova	40°20'20"N; 8°20'53"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 13*
	ZUV-FLO-C10	Formação Louredo	Zuvinhal	Penacova	40°20'20"N; 8°20'53"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 10*
	ZUV-MGL-C5	Formação Louredo - Mb. Galhano	Galhano	Penacova	40°20'11"; N 8°20'58"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 5*
	ZUV-PSA-C4	Formação Porto de Santa Anna	Galhano	Penacova	40°20'10"N; 8°20'59"W	*Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro, c. 4*
Corte do Vale de S. Jorge	**JOR-FCA-C18**	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'55"N; 8°20'28"W	*Corte Vale S. Jorge - c.18*
	JOR-FLO-C17	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'55"N; 8°20'28"W	*Corte Vale S. Jorge - c.17*
	JOR-FLO-C15	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'51"N; 8°20'33"W	*Corte Vale S. Jorge - c.15*
	JOR-FLO-C14	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'51"N; 8°20'33"W	*Corte Vale S. Jorge - c.14*
	JOR-FLO-C10	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'50"N; 8°20'35"W	*Corte Vale S. Jorge - c.10*
	JOR-FLO-C8	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'50"N; 8°20'35"W	*Corte Vale S. Jorge - c.8*
	JOR-FLO-C5	Formação Louredo	Palheiros	Penacova	40°19'47"N; 8°20'41"W	*Corte Vale S. Jorge - c.5*
	JOR-PSA-C2	Formação Porto de Santa Anna	Palheiros	Penacova	40°19'43"N; 8°20'49"W	*Corte Vale S. Jorge - c.2*
	COV-FRC-1	Formação Ribeira Cimeira - rodado PSA	Covelo	Penacova	40°20'01"N; 8°21'51"W	Covelo
	SAZ-MP-1	Formação Ferradosa - Mb. Poiares	Sazes	Penacova	40°18'31"N; 8°20'09"W	Sazes - corte dos briozoários
	SAZ-MRC-1	Formação Ferradosa - Mb. Riba de Cima	Sazes do Lorvão	Penacova	40°18'22"N; 8°19'51"W	*900m a S8ºE da Igreja de Sazes*
	SAZ-FLO-1	Formação Louredo	Sazes do Lorvão	Penacova	40°18'45"N; 8°20'11"W	*Portela de Sazes, 250m a S*
	MID-FLO-1	Formação Louredo	Midões	Penacova	40°19'00"N; 8°20'03"W	*Porto de Loisa, 600m a S55ºE de Sazes*
	MID-FLO-2	Formação Louredo	Midões	Penacova	40°18'57"N; 8°20'06"W	*Porto de Loisa, 500m a S55ºE de Sazes*
	ESP-MP-1	Formação Ferradosa - Mb. Poiares	Espinheira	Penacova	40°18'04"N; 8°19'20"W	Espinheira - fábrica
	PDV-FRB-1	Formação Ribeira do Braçal	Pé de Viso	Penacova	40°18'55"N; 8°20'58"W	Pé de Viso
	CSA-FLO-1	Formação Louredo?	Casal de Santo Amaro	Penacova	40°17'00"N; 8°18'12"W	Casal de Santo Amaro, rodado
	CRV-FRB-1	Formação Ribeira do Braçal	Carvoeira	Penacova	40°15'57"N; 8°16'40"W	Carvoeira
	HOS-MP-1	Formação Ferradosa - Mb. Poiares	Hospital	Penacova	40°15'34"N; 8°14'34"W	Hospital
	ALV-MRC-1	Formação Ferradosa - Mb. Riba de Cima	Alveite Grande	Vila Nova de Poiares	40°13'15"N; 8°12'42"W	Alveite grande estrada
	ALV-MRC-2	Formação Ferradosa - Mb. Riba de Cima	Alveite Grande	Vila Nova de Poiares	40°13'00"N 8°12'39"W	Alveite rodado
	VNP-FLO-1	Formação Louredo	Ervideira?	Vila Nova de Poiares	40°14'22"N; 8°15'27"W	*500m a S20ºE de Louredo (Vila Nova de Poiares)*

5.1.1. Jazidas clássicas dos Serviços Geológicos de Portugal

Nesta secção, elencam-se as jazidas clássicas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco dos Serviços Geológicos de Portugal, acompanhadas de informação litostratigráfica correspondente, localização no Anexo I e, quando pertinente, curiosidades sobre a história e exploração destas jazidas. O material proveniente destas jazidas encontra-se atualmente na sua maioria depositado no Museu Geológico (Anexo I), mas também na Litoteca do LNEG. Pequenas frações destas colheitas estão depositadas no Museu Nacional de História Natural e da Ciência (Anexo III), no Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra e no Museu de Geologia da Universidade do Porto. Incluem-se ainda nas jazidas dos Serviços Geológicos de Portugal o material coletado por Carlos Ribeiro anterior a 1857, quer de forma individual, quer ao serviço da Companhia Farrobo & Damazio. Este material, escasso, encontra-se depositado no Museu Nacional de História Natural e da Ciência (Lisboa; Anexo III) e no Natural History Museum (Londres; Anexo IV). Alguns espécimes provenientes destas jazidas foram anteriormente estudados e/ou publicados por Ribeiro (1850, 1853), Salter *in* Ribeiro (1853), Delgado (1870, 1897,1908), Costa (1940, 1942), Thadeu (1947, 1951), Henry & Thadeu (1971), Henry *et al.* (1974,1976), Romano (1982b, 1991), Romano & Henry (1982) e Young (1985). Outros grupos fósseis provenientes de algumas destas jazidas foram estudados por Mitchell (1974), Young (1985), Colmenar *et al.* (2014) e Jacinto (2015).

- ***Portela de Loredo***

  Coordenadas. 40°21'04.3"N; 8°21'49.7"W
  Localização. Entrando na localidade de Louredo pela estrada que a conecta à N235, após a curva que coincide com as primeiras habitações, afloram os últimos níveis da Formação Carregueira, a Camada Favaçal e a parte basal da Formação Louredo, todas fossilíferas neste ponto.
  Código neste trabalho. LOR-FLO-1 e LOR-FCA-1
  Litostratigrafia. Proveniente desta jazida há material do topo da Formação Carregueira, da Camada Favaçal e da Formação Louredo. Distinguem-se com facilidade pela litologia.
  História. Esta foi a primeira jazida de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal documentada. Terá sido Carlos Ribeiro, ainda durante a década de 1840, a encontrar este ponto clássico, resultado do seu interesse nos níveis de carvão de Santa Cristina (Mealhada). Deste ponto provém o material classificado como *Thrinucleos* [sic] em Ribeiro (1850, p. 411). Em Ribeiro & Sharpe *in* Ribeiro *et al.* (1853, p. 141) é efetuada pela primeira vez referência à "Portela de Loredo". Durante a década de 1850 esta seria a única jazida conhecida de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal. Deste ponto provém o escasso material existente nas coleções do Museu Nacional de História Natural e da Ciência (Lisboa), parte do qual poderá ter constituído uma coleção de fósseis oferecida por Carlos Ribeiro ao rei D. Pedro V. A única data de recolha de fósseis neste ponto que foi possível aferir é 24/10/1871, fazendo parte da mais importante campanha paleontológica (no que diz respeito ao grupo das trilobites)

na região de Buçaco, em outubro de 1871. Durante mais de cem anos esta jazida foi visitada como um ponto clássico, efetuando-se visitas académicas que se reconhecem pela existência de material nas coleções do MNHNC (Anexo III) colhido por alunos da Licenciatura em Geologia da Universidade de Lisboa na década de 1860 (Liliana Póvoas, comunicação pessoal, 2015). Atualmente existem fósseis de trilobites provenientes desta jazida nas coleções do Museu Geológico (Anexo II), Museu Nacional de História Natural (Anexo III) e da Ciência e no Natural History Museum (Londres; Anexo IV). Alguns espécimes provenientes desta jazida foram anteriormente estudados e/ou publicados por Ribeiro (1850, 1853), Salter *in* Ribeiro (1853), Delgado (1870, 1897, 1908), Henry & Thadeu (1971), Henry *et al.* (1974,1976) e Young (1985). A construção de uma habitação neste ponto cobriu parte do afloramento existente, embora os primeiros metros da Formação Louredo ainda aflorem.

- ***100m a S80ºE de Loredo***

  Coordenadas. 40°21'04"N; 8°21'47"W
  Localização. Localiza-se a 10 metros a sul da jazida LOR-FLO-1.
  Código neste trabalho. LOR-FCA-1.
  Litostratigrafia. Formação Carregueira.
  Inventário. Anexo I, p. 181.

- ***450m a N3ºE de Loredo***

  Coordenadas. 40°21'14"N; 8°21'56"W
  Localização. Localiza-se no caminho florestal a norte do ponto LOR-FLO-1.
  Código neste trabalho. LOR-FLO-2.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.

- ***300m a N15ºO de Loredo***

  Coordenadas. 40°21'11"N; 8°22'02"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. LOR-FLO-3.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.
  Inventário. Anexo I, p. 181.

- ***300m a N de Loredo***

  Coordenadas. 40°21'09"N; 8°21'58"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. LOR-FLO-4.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.

- ***250m a N40ºO de Loredo***

Coordenadas. 40º21'5''N; 8º22'12''W.
Localização. Na margem oeste da linha de água de orientação aproximada N-S que corre subparalela ao troço inicial da estrada que liga a localidade de Louredo a Santa Cristina (Luso). A base da Formação Porto de Santa Anna neste ponto situa-se junto à linha de água e a formação é fossilífera nos primeiros 15-20 m da formação.
Outras designações. *Vinha de Leira Má.* Atualmente já não corresponde a uma vinha, embora esta designação tenha persistido entre os habitantes de Louredo até à atualidade.
Código neste trabalho. LOR-PSA-1.
Litostratigrafia. Metade inferior da Formação Porto de Santa Anna (pelo menos 15-20 m basais). A metade inferior da formação nesta secção é fossilífera, pelo que a maioria dos fósseis de trilobites deverão provir não dos níveis basais (como sugerido por Thadeu, 1947) mas sim do intervalo 10-20 m da formação (onde a litologia apresenta uma fratura prismática, igual à da maioria dos exemplares das coleções). Relativamente à jazida da Vinha de Leira Má, Delgado (1908, p. 29) referiu "(…) *les Trilobites ne se trouvent qu'en certains points, toujours peu nombreaux, et les fossiles des autres classes sont encore plus rares*".
História. Esta jazida é a mais prolífica de trilobites do Ordovícico Superior da região de Buçaco. Terá sido descoberta nos finais da década de 1860. Anteriormente a esta data, apenas se conheciam trilobites da Formação Louredo na sequência do Ordovícico Superior daquela região (Ribeiro, 1853 e informação via análise da constituição das coleções anteriores à década de 1870). Em Delgado (1870) apenas uma trilobite proveniente da Formação Porto de Santa Anna foi listada (*Illaenus* sp.= *Cekovia loredensis*). A primeira grande campanha nesta jazida decorreu em outubro de 1871, com a maioria dos fósseis apresentando a indicação de 14/10/1871. Outra campanha que permitiu a recolha de algum material adicional data de março de 1877. Após a morte de Nery Delgado (1908), não são conhecidas mais campanhas nesta jazida. Na segunda metade do século XX, a jazida foi dada como perdida (e.g. Young, 1985). Atualmente esta área é lavrada para plantação de eucaliptos. Vários autores listaram, descreveram e/ou figuraram material proveniente desta jazida (Delgado, 1870, 1897, 1908; Costa, 1931, 1950; Thadeu, 1947; Young, 1985; Jacinto, 2015).
Inventário. Anexo I, p. 72.

- ***300m a N40ºO de Loredo***

Coordenadas. 40°21'10"N; 8°22'19"W.
Localização. Junto à pequena capela de Santa Anna (Porto de Santa Anna).
Código neste trabalho. LOR-PSA-2.
Litostratigrafia. Metade inferior da Formação Porto de Santa Anna.
História. Embora significativamente menos prolífica que a jazida anterior (PSA-LOR-1), esta localidade permitiu a recolha de material complementar. Desta jazida, embora apenas dos níveis basais da formação (cerca de 60 cm) provém também o material estudado e figurado por Mitchell (1974). A jazida terá sido provavelmente descoberta

em março de 1877, efetuando-se campanha nessa data (a mesma campanha de PSA-LOR-1) e uma recolha pontual em 1896.

- ***100m a O da Fonte de Cássemes***

  Coordenadas. ~ 40°20’36’’N; 8°21’42’’W.
  Localização. Não foi possível localizar com exatidão esta jazida. Foram encontradas trincheiras com cerca de 2m de profundidade a 100 m a N70ºW da Fonte de Cácemes. Não é, porém, possível garantir uma relação com a exploração paleontológica desta jazida e a densa vegetação não permitiu alcançar as litologias *in situ*.
  Código neste trabalho. CAC-PSA-1.
  Litostratigrafia. A base da Formação Porto de Santa Anna situa-se a cerca de 15 metros a oeste da Fonte de Cássemes. A associação existente na parte inferior da formação e a litologia nesta localidade não se correspondem com o material existente desta jazida clássica, pelo que se supõe que a jazida corresponda à parte média da Formação Porto de Santa Anna ou mesmo à metade superior desta unidade. Young (1985) considerou este material como pertencente ao Membro Leira Má, mas além deste membro não se diferenciar neste setor, os fósseis não provêm da zona basal da Formação Porto de Santa Anna. A única data de recolha que foi possível aferir é 5/8/1877.
  Inventário. Anexo I, p. 121.

- ***150m a N40ºO de Cássemes (Sazes)***

  Coordenadas. 40°20'38"N; 8°21'28"W.
  Localização. Não foi possível localizar exatamente este ponto, mas situar-se-á na continuação para norte da jazida anterior (CAC-PSA-1).
  Código neste trabalho. CAC-PSA-2.
  Litostratigrafia. Formação Porto de Santa Anna. Apenas um espécime de trilobite provém deste ponto.
  Inventário. Anexo I, p. 138.

- ***200m a N de Cassemes***

  Coordenadas. 40°20'42"N; 8°21'20"W
  Localização. Estrada principal (estrada N235).
  Código neste trabalho. CAC-FLO-1.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.
  Inventário. Anexo I, p. 179.

- ***Palheiros, 200m a SE***

  Coordenadas. ~40°19'51"N; 8°20'41"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. PAL-FLO-1.

Litostratigrafia. Formação Louredo.
Inventário. Anexo I, p. 162.

- ***Palheiros, 200m a S30ºE***

  Coordenadas. ~40°19'51"N; 8°20'42"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. PAL-FLO-2.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.
  Inventário. Anexo I, p. 162.

- ***900m a S8ºE da Igreja de Sazes***

  Coordenadas. 40°18'22"N; 8°19'51"W
  Localização. No lugar Cabeço Pedrogão, 500m a oeste de Espinheira, Sazes do Lorvão.
  Código neste trabalho. SAZ-MRC-1.
  Litostratigrafia. Formação Ferradosa, Membro Riba de Cima. Um acidente tectónico dificulta a interpretação da posição estratigráfica destes níveis. No entanto, o contacto com o Silúrico parece concordante e lateralmente alinhado com o mesmo contacto a este e a oeste.
  História. Está documentada uma única campanha de recolha a 6 de setembro de 1897 e, pela consulta de informações publicadas, esta jazida terá sido descoberta apenas nesse ano. No âmbito do presente trabalho, foram efetuadas recolhas abundantes nesta jazida.
  Inventário. Anexo I, p. 115.

- ***Portela de Sazes, 250m a S***

  Coordenadas. ~40°18'45"N; 8°20'11"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. SAZ-FLO-1.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.
  Inventário. Anexo I, p. 162.

- ***Porto de Loisa, 600m a S55ºE de Sazes***

  Coordenadas. ~40°19'00"N; 8°20'03"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. MID-FLO-1.
  Litostratigrafia. Formação Louredo.

- ***Porto de Loisa, 500m a S55ºE de Sazes***

Coordenadas. ~40°18'57"N; 8°20'06"W
Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
Código neste trabalho. FLO-MID-2.
Litostratigrafia. Formação Louredo.

- ***500m a S20ºE de Louredo (Vila Nova de Poiares)***

Coordenadas. ~40°14'22"N; 8°15'27"W
Localização. Ervideira? Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
Código neste trabalho. VNP-FLO-1
Litostratigrafia. Formação Louredo.

- ***Corte do Zuvinhal a Sto. António do Cântaro***

Coordenadas. As camadas 17 e 16 situam-se em 40°20'23"N; 8°20'51"W e o restante corte segue pela EN235 até ao corte para o Galhano, 40°20'10"N; 8°20'59"W.
Localização. O número de algumas camadas sofreu alteração deste a recolha das amostras até à sua publicação por Delgado (1908). Aa camadas 18, 17 e 14, são, no trabalho de Delgado (1908), as camadas 17, 16 e 13, respetivamente.
Código neste trabalho. ZUV-FLO-C17, ZUV-FLO-C16, ZUV-FLO-C13, ZUV-FLO-C10, ZUV-MGL-C5, ZUV-PSA-C4
Litostratigrafia. Formação Louredo.
Inventário. Anexo I, p. 27.

- ***Corte do Vale de S. Jorge***

Coordenadas. 40°19'55"N; 8°20'28"W (camadas 17 e 18); 40°19'50"N; 8°20'35"W (camads 8 e 10), 40°19'50"N; 8°20'35"W (camada 5); 40°19'51"N; 8°20'33"W (camadas 14 e 15); 40°19'43"N; 8°20'49"W (camada 2).
Localização. Camada 18 das etiquetas corresponde à 17 em Delgado (1908).
Código neste trabalho. JOR-FLO-C8; JOR-FLO-C10; JOR-FLO-C17; JOR-FLO-C18, JOR-FLO-C14, JOR-FLO-C2.
Litostratigrafia. Formação Louredo.
Inventário. Anexo I, p. 172.

5.1.2. Jazidas fossilíferas estudadas

LOR-FCA-1. Localizada na entrada este da localidade de Louredo (Mealhada, Aveiro). Argilitos negros; Formação Carregueira. Fósseis: trilobites, bivalves, gastrópodes, cefalópodes e braquiópodes. Trilobites: *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Crozonaspis chauveli* e *Colpocoryphe grandis*.

LOR-FLO-1. Localizada na entrada este da localidade de Louredo (Mealhada, Aveiro). Xisto cinzento-esverdeado rico em oólitos de ferro e siltitos micáceos cinzentos; parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites e braquiópodes. Trilobites: *Vysocania* cf. *iberica, Crozonaspis dujardini* e *Denaspis seunesi*.

LOR-FLO-2. Localizada num caminho florestal na zona norte da localidade de Louredo (Mealhada, Aveiro). Siltitos micáceos cinzentos; parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Deanaspis seunesi*.

LOR-FLO-3. Localizada num caminho florestal na zona norte da localidade de Louredo (Mealhada, Aveiro). Siltitos micáceos cinzentos; parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini*.

LOR-FLO-4. Localizada num caminho florestal na zona norte da localidade de Louredo (Mealhada, Aveiro). Siltitos micáceos cinzentos; parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

LOR-PSA-1. Localizada na área da antiga Vinha de Leira Má (Louredo, Mealhada). Xisto cinzento-escuro rico em oólitos de ferro e xistos (sedimentos vulcaniclásticos) amarelos e acastanhados, com fratura prismática, muito fossilíferos e com componente vulcânica (cinzas e intercalação de escoadas) (os "xistos diabásicos" de Delgado, 1908 e autores posteriores); Membro Leira Má, parte inferior da Formação Porto de Santa Anna. Fósseis: briozoários, equinodermes, trilobites, braquiópodes, cefalópodes, bivalves, gastrópodes, hyolithídeos, conuláridos, machaerídeos, phyllocáridos, graptólitos, acritarcas e quitinozoários. Trilobites: *Cekovia loredensis, Vysocania iberica, Delgadoa loredensis, Lichas lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eudolatites* aff. *angelini, Kloucekia youngi, Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi, Actinopeltis bocagei, Eccoptochile impedita, Eccoptochile tumifrons, Prionocheilus costai, Radnoria loredensis, Nobiliasaphus katianus* n. sp. e *Onnia? malladai*.

LOR-PSA-2. Localizada a 60m a NW de LOR-PSA-1, mesma litologia, mas mais friável e grosseira; Membro Leira Má, parte inferior da Formação Porto de Santa Anna. Fósseis: briozoários, equinodermes, trilobites, braquiópodes, cefalópodes, bivalves, gastrópodes. Trilobites: *Cekovia loredensis, Vysocania iberica, Lichas lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Kloucekia youngi, Actinopeltis bocagei, Eccoptochile impedita, Eccoptochile tumifrons, Areia bussacensis* n. sp., *Prionocheilus costai, Radnoria loredensis* e *Nobiliasaphus katianus* n. sp.

CAC-PSA-1. Localizada a cerca de 50-70m a oeste da fonte de Cácemes (Penacova, Coimbra). Rocha vulcaniclástica muito friável, porosa e grosseira, de coloração heterogénea; parte média-superior? da Formação Porto de Santa Anna neste setor. Fósseis: braquiópodes são o grupo mais abundante; também presentes estão gastrópodes, cefalópodes, equinodermes, briozoários e raras trilobites. Trilobites: *Cekovia loredensis, Lichas loredensis* n. sp. e *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*.

CAC-PSA-2. Localizada a cerca de 100 a noroeste de CAC-PSA-1. parte média-superior? da Formação Porto de Santa Anna neste setor. Fósseis: braquiópodes são o grupo mais abundante; também presentes estão gastrópodes, cefalópodes, equinodermes, briozoários e raras trilobites. Trilobites: *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*.

CAC-FLO-1. Localizada na estrada N235, próximo de Cácemes (Penacova, Coimbra). Siltitos micáceos cinzentos; parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites, bivalves, cefalópodes, gastrópodes e braquiópodes. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

PAL-FLO-1. Localizada na zona este da localidade de Palheiros, no Vale de S. Jorge (Penacova, Coimbra). Argilitos micáceos cinzentos, com intercalações siltíticas; Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

PAL-FLO-2. Localizada imediatamente a sudeste de PAL-FLO-1, Palheiros (Penacova, Coimbra). Argilitos micáceos cinzentos, com intercalações siltíticas; Formação Louredo. Fósseis: trilobites, bivalves, cefalópodes, gastrópodes e braquiópodes. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

PAL-PSA-1. Localizada no caminho florestal 20m a sul do lugar de Chão das Figueiras, Palheiros (Penacova, Coimbra). Argilitos castanhos alaranjados, barrentos. Fósseis: braquiópodes e raras trilobites. Trilobites: *Parillaenus?* cf. *creber* e *Actinopeltis?* sp. indet.

ZUV-FCA-C17. Camada 17 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 33), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Argilitos escuros; Formação Carregueira. Fósseis: gastrópodes, hyolithídeos, bivalves, equinodermes, braquiópodes, graptólitos e trilobites. Trilobites: *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Coplacoparia* sp., *Colpocoryphe grandis*.

ZUV-FLO-C16. Camada 16 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 33), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Argilitos escuros; Formação Carregueira. Fósseis: gastrópodes, equinodermes, braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini*.

ZUV-FLO-C13. Camada 13 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 32), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Argilitos e siltitos

micáceos cinzento-esbranqueados; Formação Louredo (parte inferior, inclui Membro Zuvinhal). Fósseis: gastrópodes, hyolithídeos, bivalves, equinodermes, trilobites, braquiópodes. Trilobites: *Crozonaspis dujardini, Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Deanaspis seunesi*.

ZUV-FLO-C10. Camada 10 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 32), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Siltitos e arenitos micáceos, amarelos e esbranqueados; Formação Louredo. Fósseis: gastrópodes, hyolithídeos, bivalves, braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Dalmanitina philippoti.*

ZUV-MGL-C5. Camada 5 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 31), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Argilitos escuros; Membro Galhano, topo da Formação Louredo. Fósseis: gastrópodes, bivalves, braquiópodes, trilobites, graptólitos e briozoários. Trilobites: *Dalmanitina philippoti.*

ZUV-PSA-C4. Camada 4 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 31), na localidade do Galhano (Penacova, Coimbra). Brecha vulcanossedimentar, siliciosa e quartzosa, de coloração e granularidade heterogénea, muito porosa. Fósseis: cefalópodes, gastrópodes, bivalves, braquiópodes, trilobites, equinodermes e briozoários. Trilobites: *Cekovia loredensis*, *Vysocania iberica, Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi* e *Onnia? malladai*.

JOR-FCA-C18. Camada 18 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 41), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Siltitos micáceos esbranquiçados, com nódulos argilosos fossilíferos; topo da Formação Carregueira. Fósseis: trilobites, cefalópodes, gastrópodes, bivalves, braquiópodes e equinodermes. Trilobites: *Crozonaspis* cf. *chauveli* e *Colpocoryphe grandis*.

JOR-FLO-C17. Camada 17 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 41), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Siltitos amarelo-esverdeados, com oólitos e xisto esbranqueado muito micáceo; Camada Favaçal e parte inferior da Formação Louredo. Fósseis: trilobites, gastrópodes, braquiópodes e equinodermes. Trilobites: *Colpocoryphe grandis*.

JOR-FLO-C15. Camada 15 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 40), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Arenito fino cinzento claro e arenito grosseiro, amarelado, muito friável; Formação Louredo. Fósseis: trilobites, conuláridos, bivalves, gastrópodes, braquiópodes e equinodermes. Trilobites: *Kloucekia* sp., *Deanaspis seunesi* e *Armoricania* gen. nov. sp. indet.

JOR-FLO-C14. Camada 14 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 40), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Arenito de grão

grosseiro, cinzento claro e amarelo-ocre, micáceo; Formação Louredo. Fósseis: trilobites, cefalópodes, hyolithídeos, bivalves, gastrópodes, braquiópodes, equinodermes e briozoários. Trilobites: *Deanaspis seunesi* e *Crozonaspis dujardini*.

JOR-FLO-C10. Camada 10 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 40), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Arenito de grão fino a médio, amarelo claro e micáceo; Formação Louredo. Fósseis: trilobites, bivalves, gastrópodes e braquiópodes. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Dalmanitina philippoti.*

JOR-FLO-C8. Camada 8 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 39), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Arenito de grão grosseiro, cinzento e amarelo claro, micáceo; Formação Louredo. Fósseis: trilobites, bivalves, gastrópodes e braquiópodes. Trilobites: *Crozonaspis dujardini*.

JOR-FLO-C5. Camada 5 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, p. 39), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Siltito argilítico, amarelo-esbranquiçado; topo da Formação Louredo (Membro Galhano?). Fósseis: trilobites, bivalves, gastrópodes e braquiópodes. Trilobites: *Dalmanitina philippoti.*

JOR-PSA-C2. Camada 2 do Corte do Vale de S. Jorge (Delgado, 1908, pp. 38-39), na localidade de Palheiros (Penacova, Coimbra). Argilito amarelo, barrento; topo da Formação Porto de Santa Anna. Fósseis: trilobites, gastrópodes, braquiópodes, equinodermes e briozoários. Trilobites: *Parillaenus? creber, Phillipsinella lusitanica* n. sp.

COV-FRC-1. Localizado num caminho florestal a norte da localidade de Covelo (Penacova, Coimbra). Corrresponde a clastos da Formação Porto de Santa Anna (litologias semelhantes às das localidas LOR-PSA-1 e -2), remobilizados na Formação Ribeira Cimeira; alguns destes clastos são fossilíferos. Fósseis: briozoários e trilobites. Trilobites: *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*.

SAZ-MP-1. Localizado num caminho florestal que conecta Sazes de Lorvão à estrada que liga as localidades de Espinheira a Telhado (Penacova, Coimbra). Margas descalcificadas, cinzentas, arroxeadas e avermelhadas, com abundantes fósseis de briozoários; Membro Poiares, Formação Ferradosa. Fósseis: abundantes briozoários e braquiópodes e algumas trilobites (muito deformadas e fragmentadas), gastrópodes e equinodermes. Trilobites: *Cekovia* sp., *Parillaenus?* cf. *creber, Lichas* sp. indet. e *?Nobiliasaphus* sp. indet.

SAZ-MRC-1. Localizada no lugar de Cabeço Pedrogão (entre Sazes de Lorvão e Espinheira, Penacova, Coimbra). Níveis fortemente silicificados cuja estrutura sugere serem originalmente calcários; Membro Riba de

Cima, Formação Ferradosa. Fósseis: equinodermes, briozoários e braquiópodes e, raramente, trilobites e gastrópodes. Trilobites: *Cekovia* sp., *Parillaenus?* cf. *creber, "Bumastus"* aff. *commodus, Lichas* sp., *"Ceraurinus"* cf. *meridianus, Prionocheilus* sp. e *Nobiliasaphus* sp.

SAZ-FLO-1. Localizada a sul de Sazes do Lorvão (Penacova, Coimbra). Siltitos cinzentos; Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

MID-FLO-1. Localizada no lugar de Porto de Louza, na localidade de Midões (Penacova, Coimbra). Siltitos cinzentos; Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

MID-FLO-2. Localizada no lugar de Porto de Louza, na localidade de Midões (Penacova, Coimbra), a 100m para noroeste de MID-FLO-1. Siltitos cinzentos; Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*.

ESP-MP-1. Localizada num caminho florestal do Cabeço da Terra Nova, a sul da localidade de Espinheira (Penacova, Coimbra), seguindo para oeste desde a fábrica *Macopena*. Argilitos amarelos, barrentos; Membro Poiares, Formação Ferradosa. Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Ovalocephalus tetrasulcatus* e ? *Cekovia* cf. *perplexa*.

PDV-FRB-1. Localizada no lugar Alto do Viso, a sul de Pé de Viso de Cima, num caminho florestal. Argilitos cinzento-claros a esverdeados; 75cm basais da Formação Ribeira do Braçal. Fósseis: braquiópodes, ostracodos e trilobites. Trilobites: *Mucronaspis* cf. *mucronata* e *Flexicalymene* sp.

CSA-FLO-1. Localizada em Casal de Santo Amaro (Penacova, Coimbra), em blocos soltos junto à antiga pedreira e fornos de cal; um antigo trabalhador da pedreira informou que a rocha em questão provém da encosta este da localidade de Casal de Santo Amaro. Quartzito branco; ?parte superior da Formação Louredo. Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* e Marrolithinae indet.

CRV-FRB-1. Localizada na localidade de Carvoeira (Penacova, Coimbra), na estrada que passa por trás (a este) do cemitério. Argilitos cinzentos e azulados, claros; 75cm basais da Formação Ribeira do Braçal. Fósseis: braquiópodes, equinodermes, ostracodos, machaerídeos e trilobites. Trilobites: *Mucronaspis* cf. *mucronata* e *Flexicalymene* sp.

HOS-MP-1. Localizada num caminho florestal a este da localidade de Hospital (Penacova, Coimbra). Argilitos amarelos, barrentos; Membro Poiares, Formação Ferradosa. Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi* e *Eccoptochile impedita*.

ALV-MRC-1. Localizada na estrada que atravessa a localidade de Alveite Grande (Vila Nova de Poiares, Coimbra), na entrada norte antes das primeiras casas. Níveis menos silicificados que SAZ-MRC-1, cuja estrutura sugere serem originalmente calcários, amarelos e friáveis; Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa. Fósseis: equinodermes, briozoários e braquiópodes e, raramente, trilobites. Trilobites: *Ovalocephalus* sp. e *Lichas* sp.

ALV-MRC-2. Localizada a 300m para oeste de ALV-MRC-1, em blocos soltos de grandes dimensões junto a afloramento de rocha similar. Níveis silicificados semelhantes aos de ALV-MRC-1; Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa. Fósseis: equinodermes, briozoários e braquiópodes e, raramente, trilobites. Trilobites: *Amphoriops* cf. *inflatus.*

VNP-FLO-1. Localizada entre Louredo e Ervideira (Vila Nova de Poiares, Coimbra). Siltitos cinzentos; Formação Louredo. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Crozonaspis dujardini*.

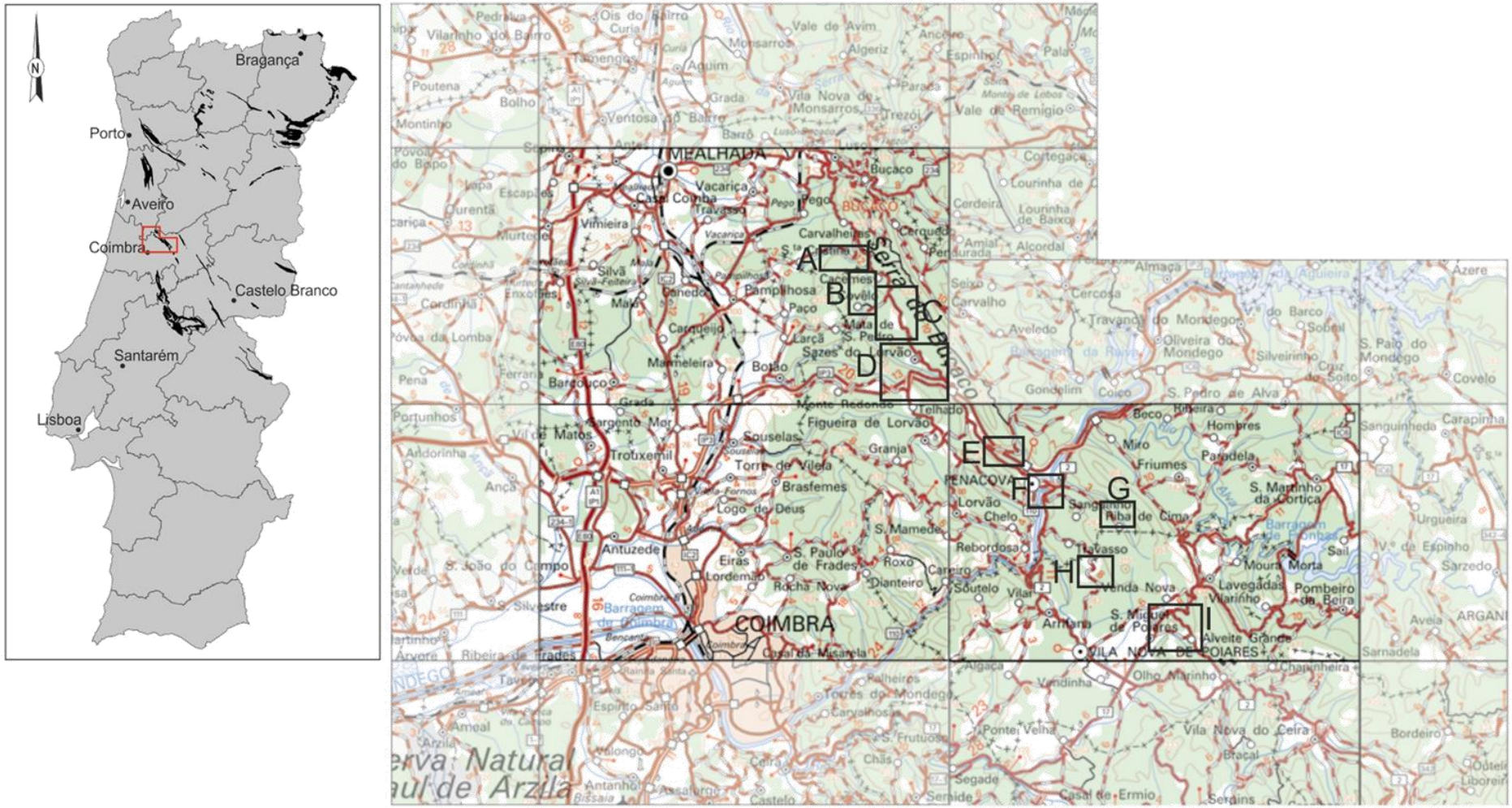
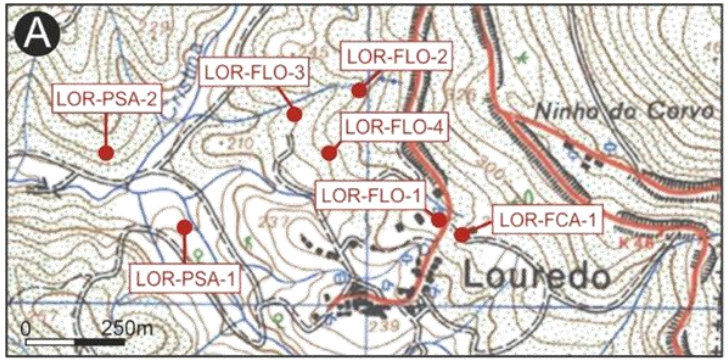
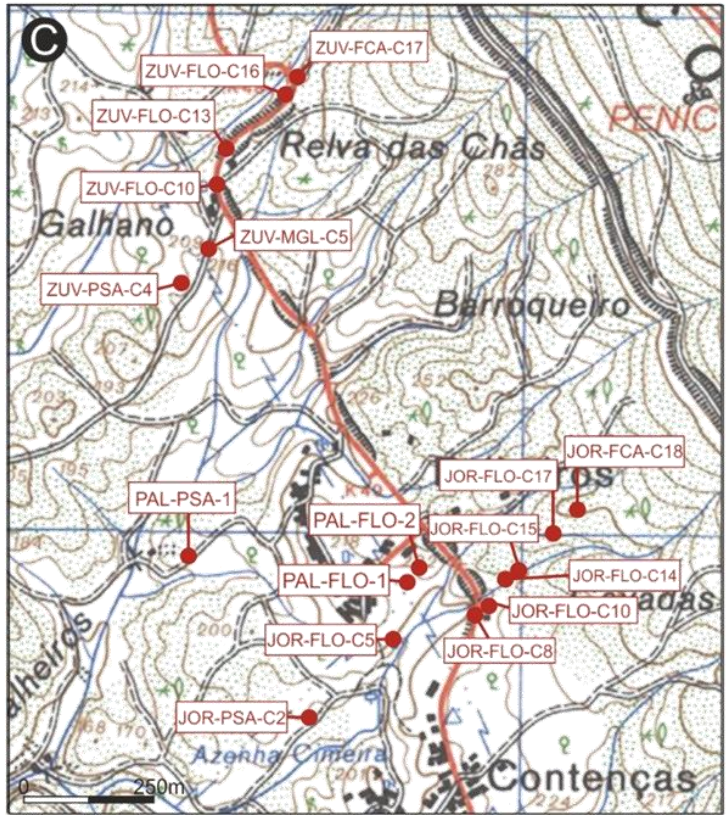
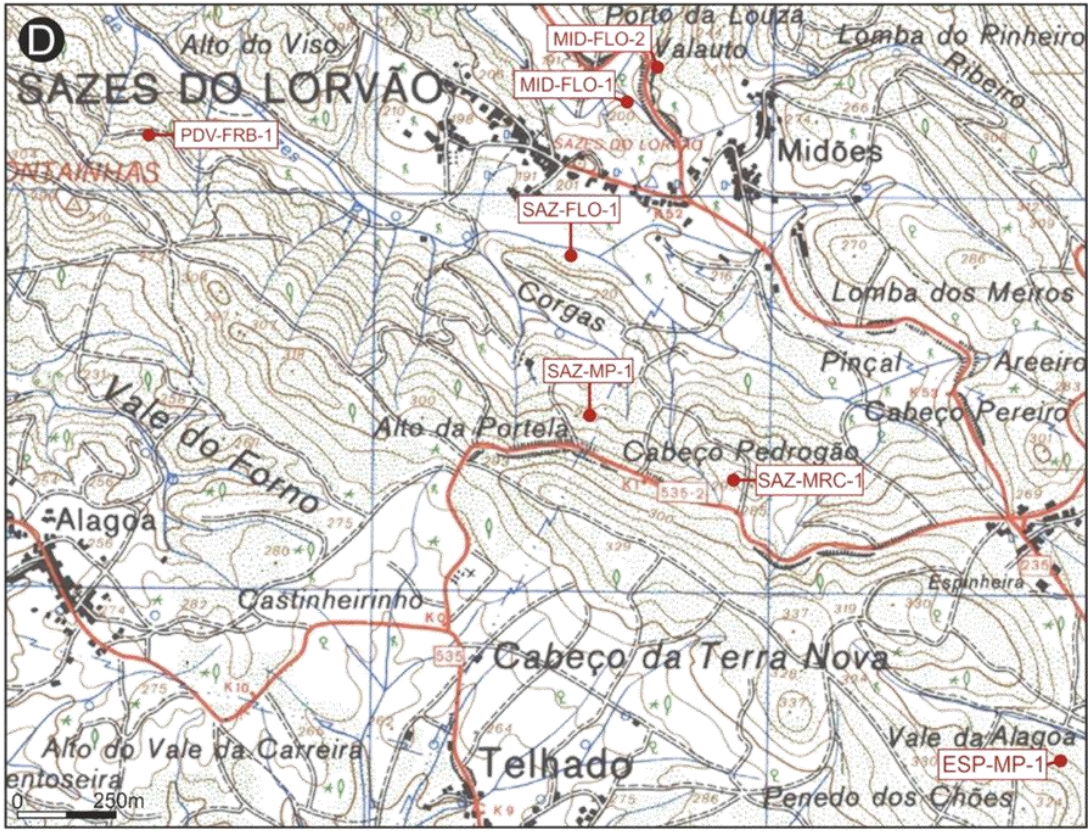
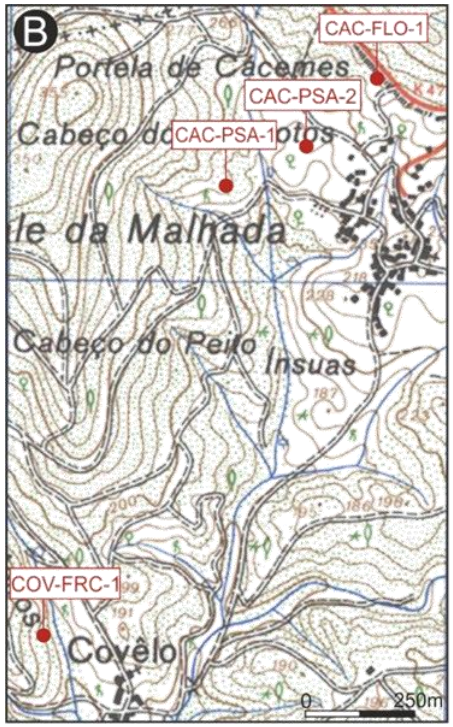


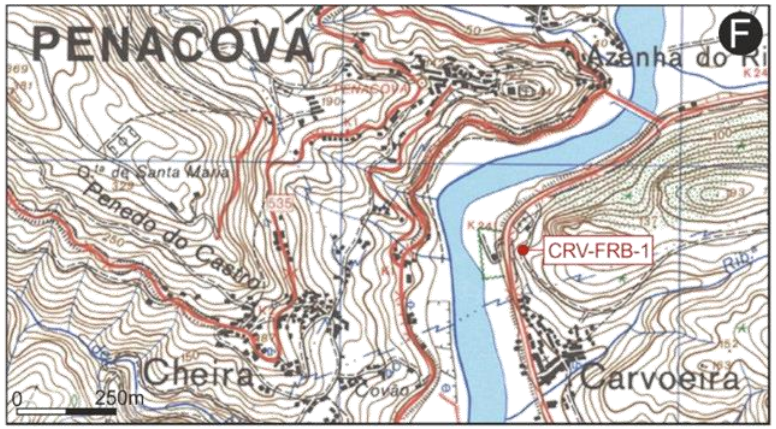
Figura 5.1. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 219 (Mealhada), nº 230 (Coimbra) e nº 231 (Penacova); excertos A a I nas páginas seguintes: A, Louredo; B, Cácemes; C, Palheiros; D, Sazes do Lorvão; E, Casal de Santo Amaro; F, Penacova; G, Hospital; H, Ervideira; I, Alveite Grande.

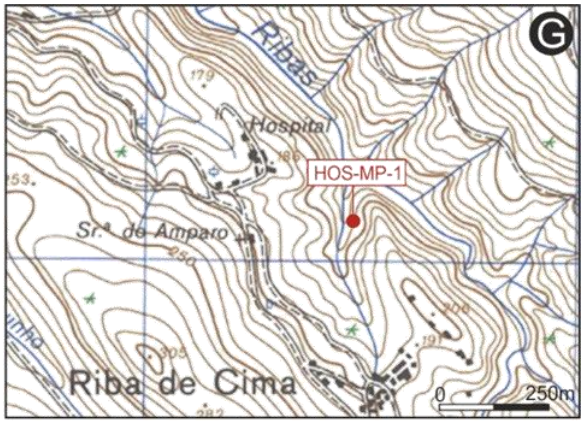

A
LOR-PSA-2
LOR-FLO-3
LOR-FLO-2
LOR-FLO-4
LOR-FLO-1
LOR-FCA-1
LOR-PSA-1
Ninho do Corvo
Louredo
0
250m

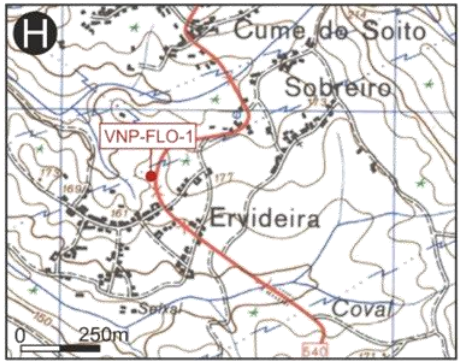

C
ZUV-FCA-C17
ZUV-FLO-C16
ZUV-FLO-C13
ZUV-FLO-C10
ZUV-MGL-C5
ZUV-PSA-C4
Relva das Chãs
Galhanó
Barroqueiro
JOR-FCA-C18
JOR-FLO-C17
JOR-FLO-C15
JOR-FLO-C14
JOR-FLO-C10
JOR-FLO-C8
JOR-FLO-C5
PAL-PSA-1
PAL-FLO-2
PAL-FLO-1
JOR-PSA-C2
Azenha Cimeira
Contenças
0
250m

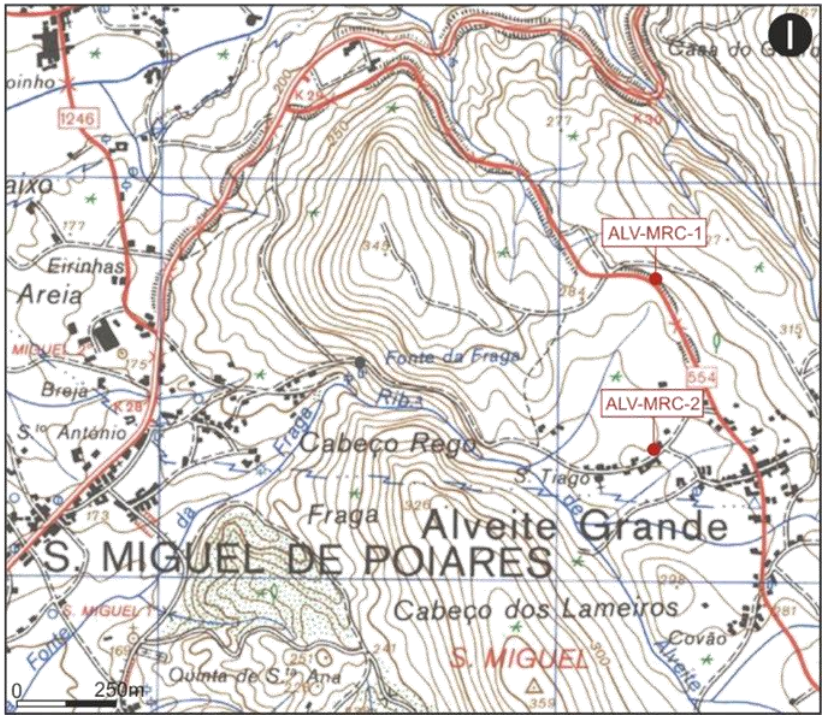

D
SAZES DO LORVÃO
Alto do Viso
Porto da Louza
Valauto
Lomba do Pinheiro
Ribeiro
Midões
MID-FLO-2
MID-FLO-1
PDV-FRB-1
SAZ-FLO-1
Corgas
Lomba dos Meiros
Pinçal
Areeiro
Cabeço Pereiro
SAZ-MP-1
Alto da Portela
Cabeço Pedrogão
SAZ-MRC-1
Vale do Forno
Alagoa
Castinheirinho
Cabeço da Terra Nova
Espinheira
Alto do Vale da Carreira
Telhado
Vale da Alagoa
ESP-MP-1
Penedo dos Chões
0
250m

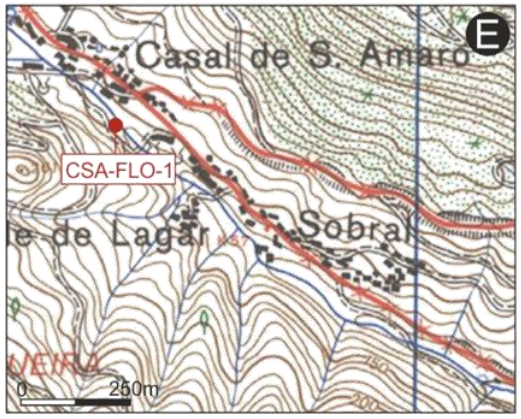

B
CAC-FLO-1
Portela de Cacemes
CAC-PSA-2
CAC-PSA-1
Cabeço do
otos
le da Malhada
Cabeço do Peiro
Insuas
COV-FRC-1
Covêlo
0
250m


PENACOVA
F
Azanha do Ri
Penedo do Castro
CRV-FRB-1
Cheira
Covão
Carvoeira
0
250m


G
Ribas
Hospital
HOS-MP-1
Sr.ª de Amparo
Riba de Cima
0
250m


H
Cume do Soito
Sobreiro
VNP-FLO-1
Ervideira
Coval
0
250m


I
Casa do Covão
1246
Eirinhas
Areia
ALV-MRC-1
Fonte da Fraga
Breja
Riba
ALV-MRC-2
Cabeço Rego
Fraga
Alveite Grande
S. MIGUEL DE POIARES
Cabeço dos Lameiros
Covão
S. MIGUEL
Quinta de S.ta Ana
0
250m


E
Casal de S. Amaro
CSA-FLO-1
le de Lagar
Sobral
0
250m

5.1.3. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas

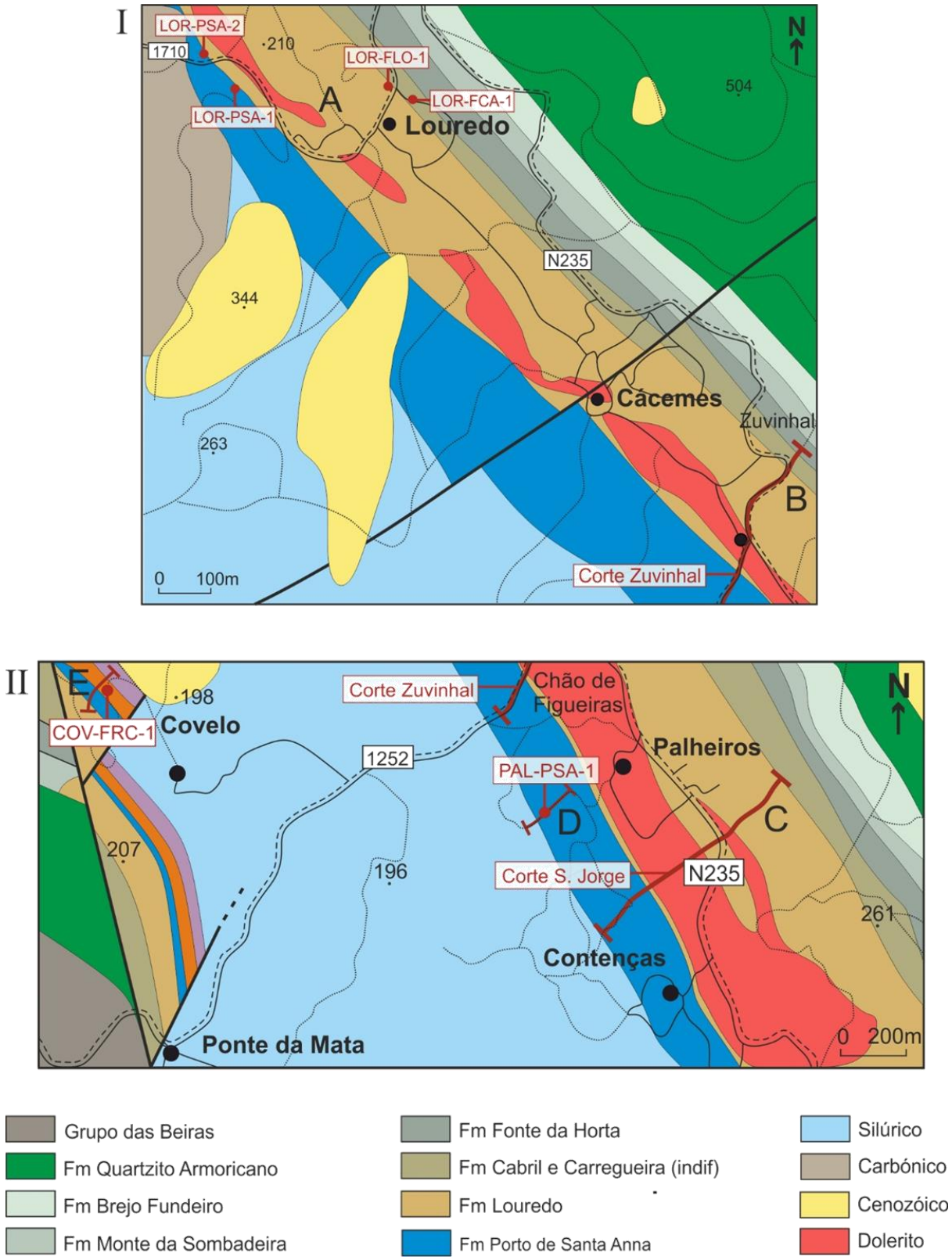


Figura 5.2. Mapas geológicos dos setores de Louredo-Cácemes (I) e de Palheiros (II) com localização dos logs A-E (Fig. 5.3). Dados cartográficos obtidos durante o presente trabalho, adaptados da cartografia inédita de Tim Young e complementados com Delgado (1908) e Sá *et al.* (2011). Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

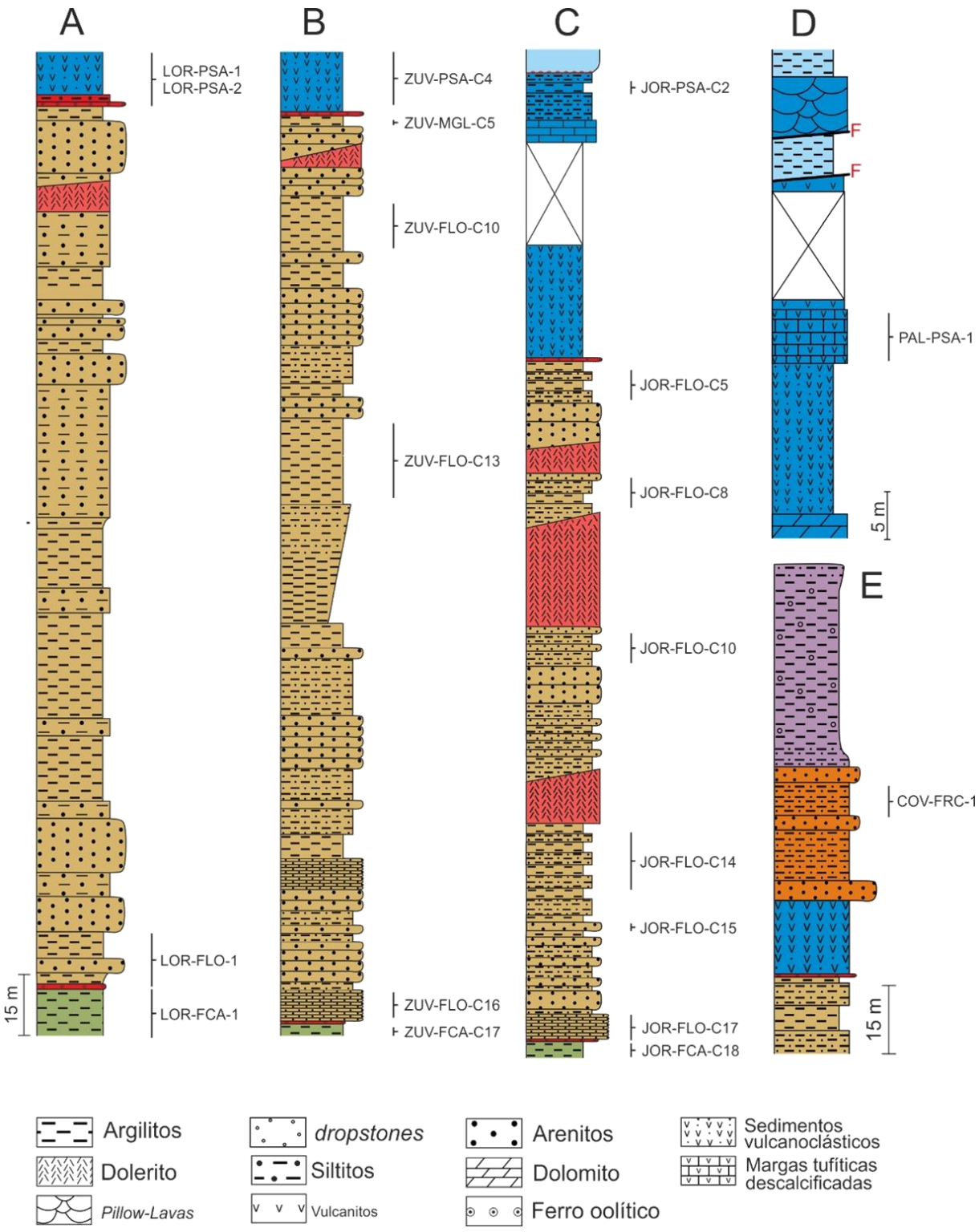


Figura 5.3. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados na Fig. 5.2 (Logs A, B – mapa I; logs C-E – mapa II). A, Louredo-Porto de Santa Anna; B, Corte do Zuvinhal a Santo António do Cântaro; C, Corte do Vale de S. Jorge; D, Palheiros-Chão de Figueiras; E, Covelo. Escala em B e C é a mesma de A. Legenda das unidades litostratigráficas é a mesma da Fig. 5.2.

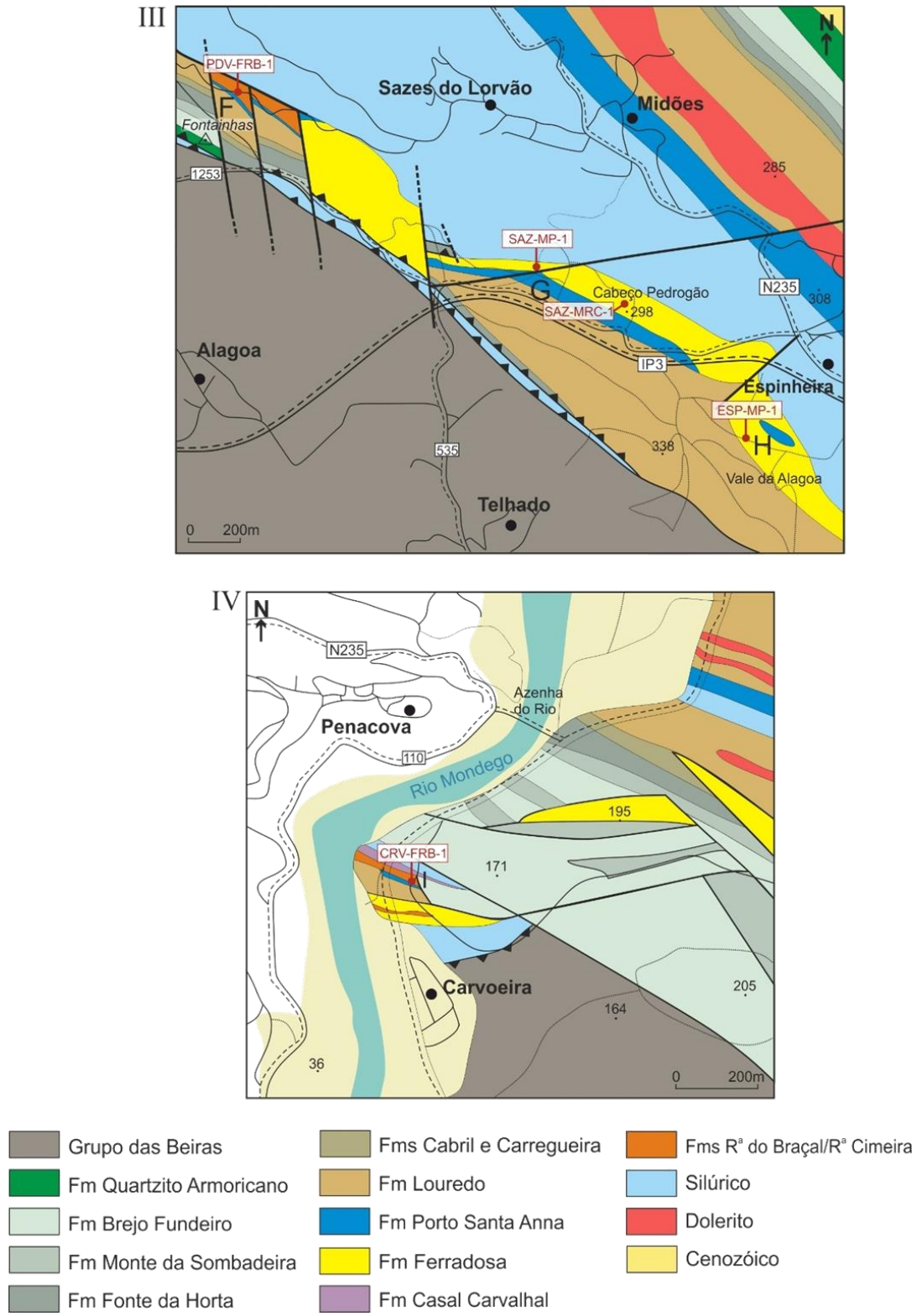


Figura 5.4. Mapas geológicos dos setores de Sazes do Lorvão (III) e de Penacova (IV) com localização dos logs F-I (Fig. 5.5). Dados cartográficos obtidos durante o presente trabalho, adaptados da cartografia inédita de Tim Young e complementados com Delgado (1908) e Sequeira & Piçarra (2012). Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

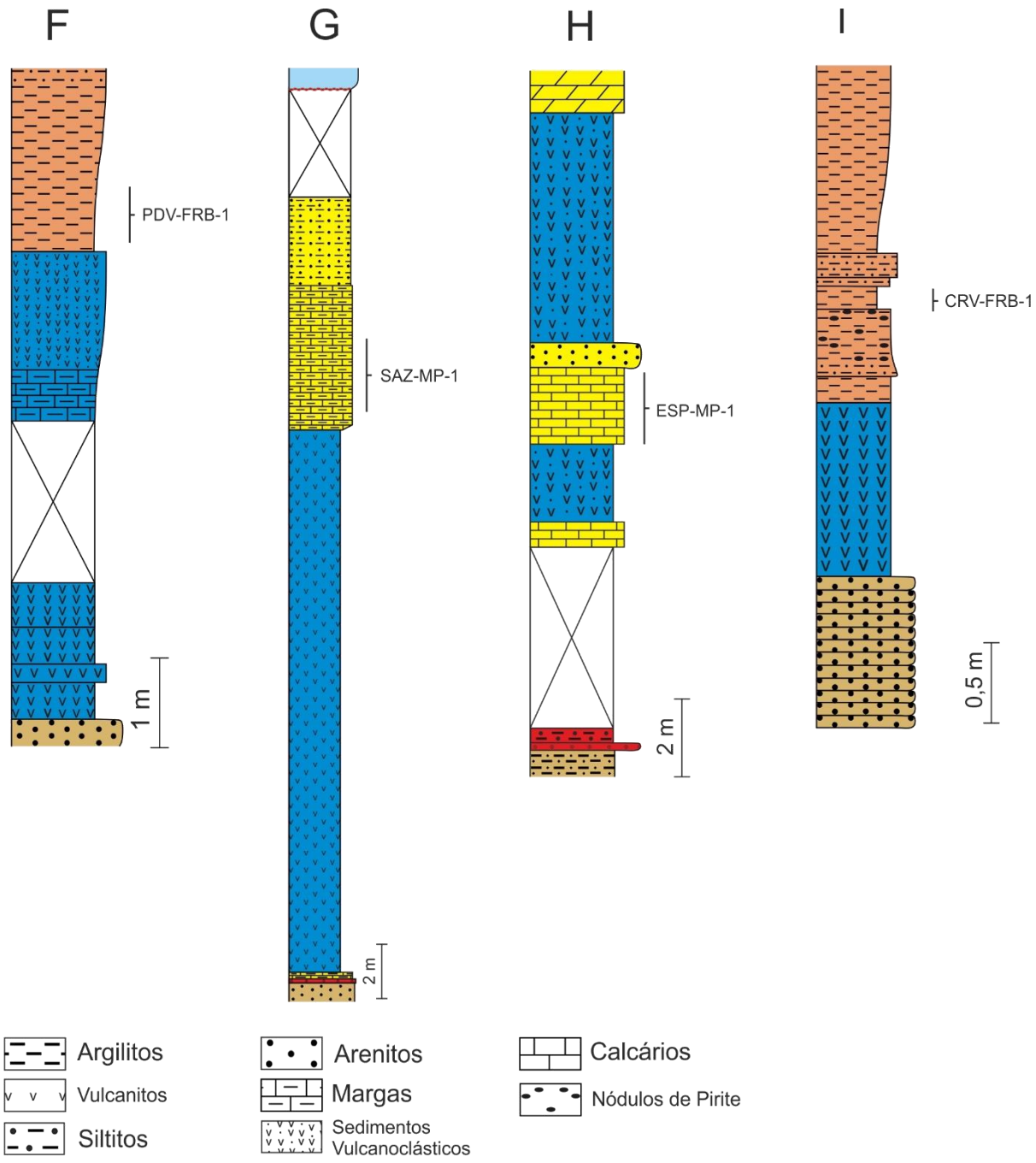


Figura 5.5. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados na Fig. 5.4 (Logs F-H – mapa III; log I – mapa IV). F, Pé de Viso; G, oeste de Cabeço Pedrogão; H, Vale da Alagoa; I, Carvoeira. Legenda das unidades litostratigráficas é a mesma da Fig. 5.4.

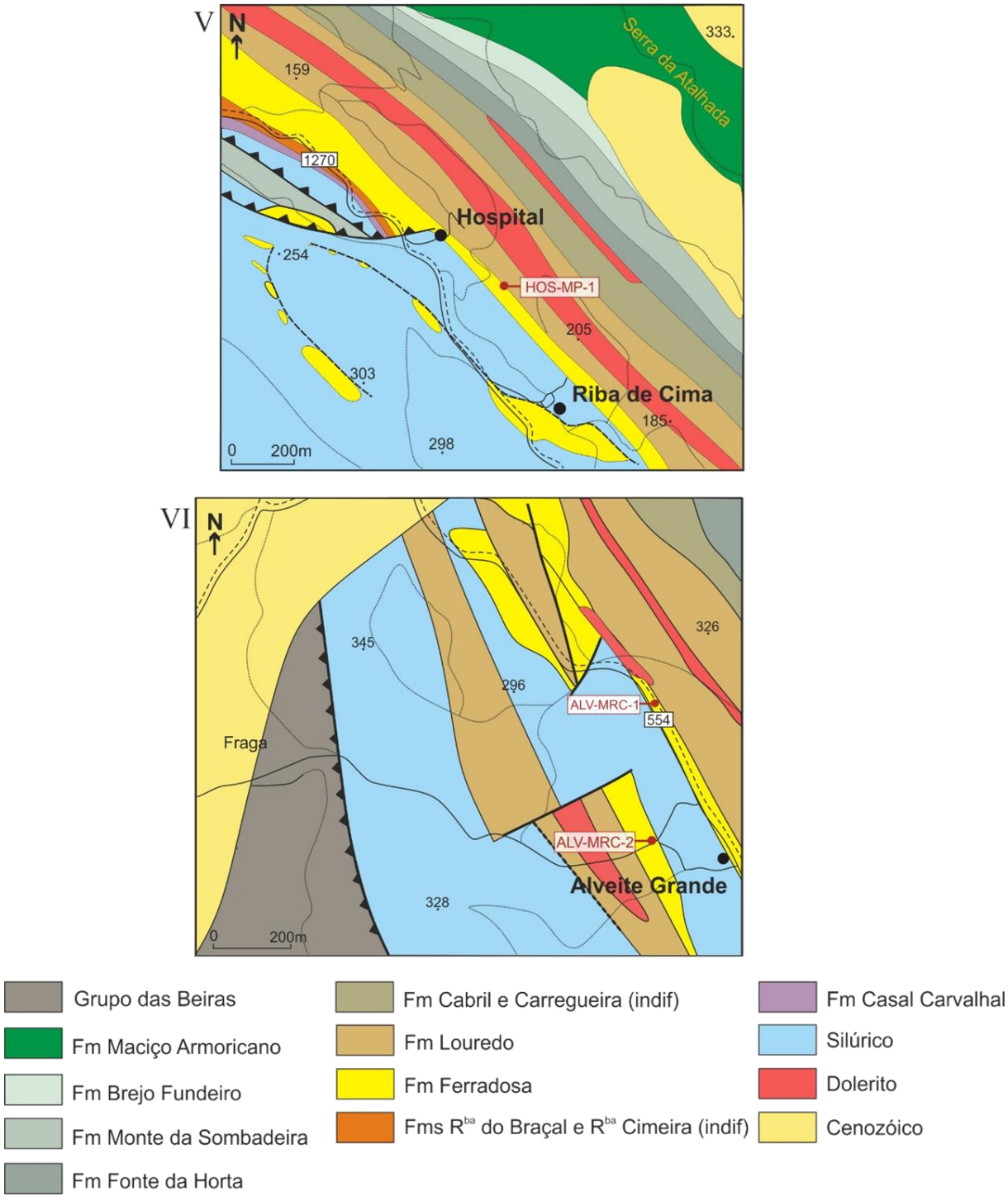


Figura 5.6. Mapas geológicos dos setores de Hospital (V) e de Alveite Grande (VI), com localização das jazidas fossilíferas. Dados cartográficos obtidos durante o presente trabalho, adaptados da cartografia inédita de Tim Young e complementados com Delgado (1908). Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

5.2. Sinclinal de Fajão-Moradal

No Sinclinal de Fajão-Moradal foram estudados fósseis de trilobites provenientes de apenas duas jazidas, listadas na Tab. 5.2 e localizadas na Fig. 5.7. Uma destas (STL-FRL-1) foi localizada durante este trabalho, sendo a outra (ORV-FLO-1) resultante do trabalho de Perdigão (1971), enquanto colaborador dos Serviços Geológicos de Portugal. A jazida ORV-FLO-1 não foi localizada durante este trabalho, tendo sido apenas estudado o material publicado por Perdigão (1971), depositado no Museu Geológico de Lisboa (LNEG). Na secção 5.2.1. são descritas as duas jazidas do Sinclinal de Fajão-Moradal, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.7) e na secção 5.2.2. é efetuado o enquadramento geológico em mapa (Fig. 5.8) apenas da jazida amostrada durante o presente trabalho (esta informação não é facultada para a jazida de Perdigão, 1971, uma vez que não há dados suficientes para aferir a sua posição estratigráfica concreta dentro da unidade litostratigráfica). Não foi efetuado o log estratigráfico de STL-FRL-1.

As duas jazidas fossilíferas do Sinclinal de Fajão-Moradal provêm das localidades de Cabril e Orvalho, dos concelhos de Pampilhosa da Serra e de Oleiros, respetivamente. Em termos litostratigráficos, a jazida STL-FRL-1 insere-se na Formação Ribeira da Laje, sendo que a jazida ORV-FLO-1 supõem-se pertencer à parte superior da Formação Louredo, mas tal não foi possível averiguar, existindo a possibilidade de ser já da sobrejacente Formação Ribeira da Laje.

Tabela 5.2. Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão.

Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas	Designação antiga/informal
STL-FRL-1	Formação Ribeira da Laje	Cabril	Fajão	40°05'35"N; 7°52'11"W	Santa Luzia
ORV-FLO-1	Formação Louredo?	Orvalho	Fajão	40°01'37"N; 7°48'25"W	*1125 m a N80ºW da igreja do Orvalho*

5.2.1. Jazidas fossilíferas estudadas

STL-FRL-1. Localizada na estrada M547, no corte da localidade Cabril (Pampilhosa da Serra, Coimbra) para a Barragem de Santa Luzia. Quartzitos cinzento-claro, lumachélicos; Formação Ribeira da Laje. Fósseis: quase exclusivamente braquiópodes e raras trilobites. Trilobites: *Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Calymenella* cf. *bayani*.

ORV-FLO-1. Localizada a cerca de 1km para noroeste da igreja da localidade de Orvalho (Oleiros, Castelo Branco). Quartzito cinzento; parte superior da Formação Louredo?. Fósseis: trilobites e braquiópodes. Trilobites: *Calymenella*? e *Kloucekia*?.

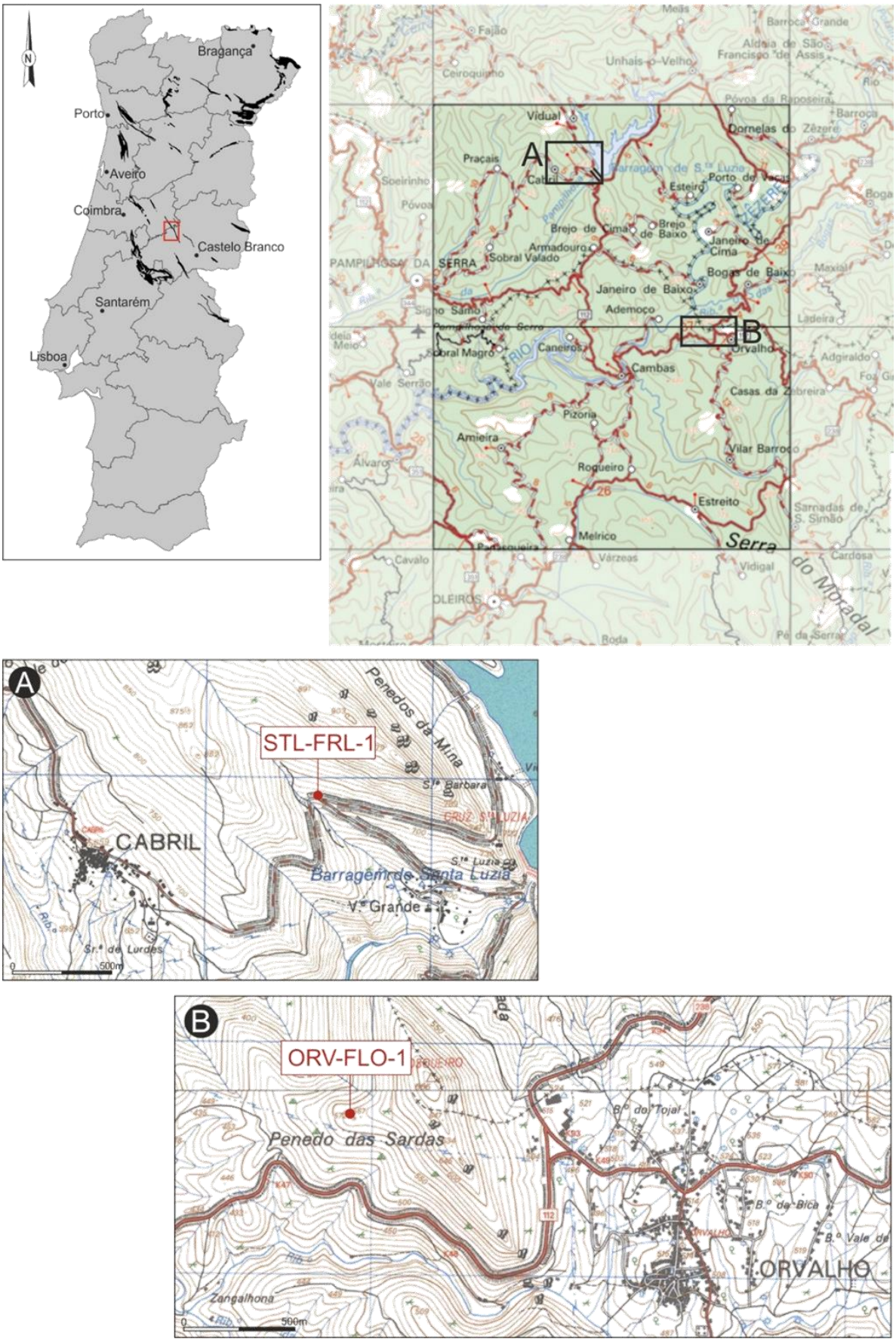


Figura 5.7. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Fajão-Moradal, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 254 (Vidual) e nº 266 (Oleiros). A, Cabril; B, Orvalho.

5.2.2. Contexto geológico da jazida fossilífera

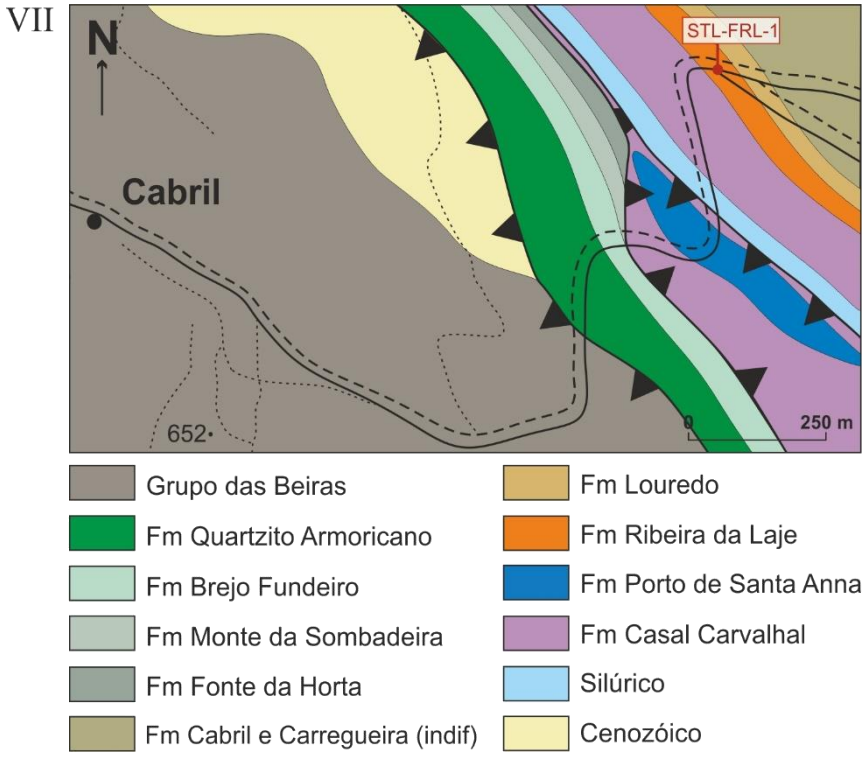


Figura 5.8. Mapas geológicos do setor de Cabril (Pampilhosa da Serra). Dados cartográficos de Metodiev *et al.* (2009) e obtidos durante o presente trabalho. Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

5.3. Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro

No Sinclinal de Amêndoa-Mação foram estudados fósseis de trilobites provenientes de 16 jazidas, listadas na Tab. 5.3. É importante recordar que apenas o setor mais oriental deste sinclinal (vulgo "sinclinal de Mação") foi alvo de pesquisa, pela escassez de fósseis de trilobites nos níveis do Ordovícico Superior da região de Dornes e pela existência do trabalho sistemático de Cooper (1980) que descreve e figura o escasso material dessa zona.

De entre as 16 jazidas estudadas, 7 foram de forma inédita localizadas durante este trabalho, sendo que as restantes 9 correspondem a material recolhido anteriormente, no âmbito dos trabalhos dos Serviços Geológicos de Portugal (Anexo I). Estas jazidas clássicas foram, na sua maioria, localizadas durante este trabalho, tendo sido recolhido material adicional em algumas. Pela importância histórica destas jazidas, é efetuada na secção 5.3.1., sempre que possível, uma resenha histórica das atividades de recolha e outras observações pertinentes. Na secção 5.3.2. é descrita a totalidade das jazidas do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.9) e na secção 5.3.3. é efetuado o enquadramento geológico em mapa (Figs. 5.10, 5.11) e estratigráfico em log (Figs. 5.12) das jazidas que foram amostradas durante o presente trabalho (esta informação não é facultada para as jazidas clássicas não localizadas, uma vez que não há dados suficientes para aferir a sua posição estratigráfica concreta dentro da unidade litostratigráfica).

A maioria das jazidas fossilíferas do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro localizam-se no concelho de Mação (9), sendo as restantes dos concelhos de Amêndoa, Penhascoso e do Sardoal (distrito de Santarém). Em termos litostratigráficos, a Formação Cabeço do Peão é a que mais jazidas proporcionou, um total de 13. Em ordem de abundância, segue-se a Formação Ribeira da Laje (duas) e finalmente a Formação Carregueira (uma). Embora se tenha localizado durante este trabalho alguns pontos mais onde foram recolhidos fósseis de trilobites do Ordovícico Superior, pela escassez e pouca representatividade do material face à abundância dos pontos selecionados (apenas taxa abundantemente representados em outras jazidas), levou à opção de não se incluir essas colheitas (algumas significativas) no trabalho sistemático. Neste aspeto, a cobertura dada à região de Mação não foi exaustiva como a do Sinclinal de Buçaco, no qual todo e qualquer vestígio de fósseis de trilobites do Ordovícico Superior foi incluído. De igual modo, já numa fase terminal deste trabalho, o acesso às abundantes recolhas não catalogadas dos Serviços Geológicos de Portugal, depositadas na Litoteca do LNEG (Alfragide), permitiu descobrir novas ocorrências de trilobites na Formação Ribeira da Laje nos setores de Amêndoa e Sardoal. Embora este material e jazidas não tenham sido incluídos no estudo sistemático, o seu registo será tido em conta nos capítulos subsequentes. Deste modo, é importante referir que há trabalho futuro já iniciado, que incide sobretudo nos níveis da Formação Ribeira da Laje (indistintos dos localizadas durante este trabalho na mesma unidade do Sinclinal de Fajão-Moradal, lumachélicos, dominados por braquiópodes draboviídeos, com uma associação de trilobites muito pouco diversa: *Calymenella*, *Kloucekia* e *Plaesiacomia*).

Tabela 5.3. Jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Na coluna da direita, a itálico, a designação antiga das jazidas clássicas; as restantes, correspondem às jazidas localizadas neste trabalho e o nome informal pelo qual foram sendo tratadas durante o desenrolar dos trabalhos.

	Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas	Designação antiga/informal
Corte aldeia d'Eiras ao Roballo	EIR-FCP-C7	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Aldeia de Eiras	Amêndoa	39°38'20"N; 8°00'08"W	*Corte aldeia d'Eiras ao Roballo - c.7*
	CHL-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Chão de Lopes Pequeno	Amêndoa	39°38'42"N; 8°03'31"W	*5 km a N de Penhascoso*
	CHL-FRL-1	Formação Ribeira da Laje, parte basal	Chão de Lopes Pequeno	Amêndoa	39°38'37"N; 8°03'28"W	Estrada florestal Chão de Lopes
	CHL-FRL-2	Formação Ribeira da Laje, parte alta	Chão de Lopes Pequeno	Amêndoa	39°38'37"N; 8°03'28"W	Estrada florestal Chão de Lopes
Corte Bandos dos Santos	BS-FCP-C23	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Sanguinheira	Mação	39°38'20"N; 7°57'31"W	*Corte Bando dos Santos - c.23*
	MAX-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Maxieira	Mação	39°38'38"N; 7°58'05"W	*900m a N86ºE da Ameixoeira*
	CHR-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Chão de Rei	Mação	39°36'13"N; 7°56'23"W	*1800m a N2ºW da pyr. da Alfeijoeira*
	PER-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Pereiro	Mação	39°35'25"N; 8°00'34"W	*500m a N52ºE de Pereiro*
	PER-FCP-2	Formação Cabeço do Peão - Camada Favaçal	Pereiro	Mação	39°35'30"N; 7°59'57"W	*600m a S65ºW Ferrujenta*
	ABO-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Aboboreira	Mação	39°35'15"N; 8°03'41"W	*Aboboreira 300m a N6ºW*
	CRG-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Carregueira	Mação	39°34'59"N; 8°01'31"W	Clássico; trilho
	CRG-FCA-1	Formação Carregueira	Carregueira	Mação	39°34'39"N; 8°02'34"W	Sítio da Vajona, poço
	CRG-FCP-2	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Carregueira	Mação	39°34'43"N; 8°02'38"W	Sítio da Vajona
	QXP-FCP-2	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Casalinho/Queixopêrra	Mação	39°34'18"N; 8°03'48"W	Lago
	QXP-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Casalinho/Queixopêrra	Penhascoso	39°34'19"N; 8°03'50"W	*1700m a N57ºE da pyr. de Queixopêrra*
	MC-FCP-1	Formação Cabeço do Peão - Mb. Queixopêrra	Monte Cimeiro	Sardoal	39°35'10"N; 8°06'21"W	Monte Cimeiro

5.3.1. Jazidas clássicas dos Serviços Geológicos de Portugal

Nesta secção, elencam-se as jazidas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro dos Serviços Geológicos de Portugal, acompanhadas de informação litostratigráfica e, quando pertinente, curiosidades sobre a história e exploração destas jazidas. O material proveniente destas jazidas encontra-se atualmente na sua maioria depositado no Museu Geológico (Anexo I), mas também na Litoteca do LNEG. Pequenas frações destas colheitas estão depositadas no Museu Nacional de História Natural e da Ciência e no Museu de Geologia da Universidade do Porto. Alguns espécimes provenientes destas jazidas foram anteriormente estudados e/ou publicados por Delgado (1908), Costa (1940, 1942), Romano (1982b, 1991), Romano & Henry (1982) e Young (1985). Outros grupos fósseis provenientes de algumas destas jazidas foram estudados por Young (1985) e Jacinto (2015).

- ***Corte de Aldeia d'Eiras ao Roballo* – c. 7**
  Coordenadas. 39°38'20"N; 8°00'08"W
  Localização. Apenas aproximada; não localizada durante este trabalho.
  Código neste trabalho. EIR-FCP-C7
  Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão.
  Observações. Camada 7 do *Corte de Aldeia d'Eiras à aldeia de Roballo* (Delgado, 1908, p. 91). Recolha a 19/08/1902.
  Inventário. Anexo I, p. 182.

- ***5 km a N de Penhascoso***

  Coordenadas 39°38'42"N; 8°03'31"W
  Localização. Localizada no estradão florestal de Chão de Lopes Pequeno para a Fonte de Amêndoa.
  Designação neste trabalho. CHL-FCP-1
  Litostratigrafia. Fm Cabeço do Peão – Camada Favaçal e parte inferior da unidade.

- ***Corte Bando dos Santos - c.23***

  Coordenadas. 39°38'20"N; 7°57'31"W
  Localização. Localizada a nordeste da localidade de Sanguinheira (Mação, Santarém), perto do cruzamento com o estradão Florestal Gargantada (Capela).
  Designação neste trabalho. BS-FCP-C23
  Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão.
  Observações. Camada 7 do *Corte do Bando dos Santos ao vértice geodésico do Pico do Ar* (Delgado, 1908, p. 84). Recolha a 21/07/1902, na importante campanha de recolha na região de Mação do verão de 1902.
  Inventário. Anexo I, p. 141.

- ***1800m a N2ºW da pyr. da Alfeijoeira***

Coordenadas. 39°36'13"N; 7°56'23"W
Localização. Localizada aproximadamente no ponto de confluência de Ribeiros e Ribeira do Aziral, perto da localidade de Chão de Rei (Mação).
Designação neste trabalho. CHR-FCP-1
Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão – Membro Queixopêrra.
Inventário. Anexo I, p. 185.

- ***900m a N86ºE da Ameixoeira***

Coordenadas. 39°38'38"N; 7°58'05"W
Localização. A este da localidade de Maxieira.
Designação neste trabalho. MAX-FCP-1
Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão – Membro Queixopêrra.
Observações. Recolha a 21/03/1886; mesma campanha de QXP-FCP-1 e PER-FCP-2.
Inventário. Anexo I, p. 186.

- ***500m a N52ºE de Pereiro***

Coordenadas. 39°35'25"N; 8°00'34"W
Localização. Localizada antes da entrada este da localidade Pereiro (Mação, Santarém), perto do corte para o Estradão Castelo (Pereiro).
Código neste trabalho. PER-FCP-1
Litostratigrafia. Formação Louredo, Membro Queixopêrra.
História. Esta é a jazida mais prolífica de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro dos Serviços Geológicos de Portugal. Terá sido descoberta no início do século XX, sendo que a maioria de material existente foi recolhido numa importante campanha em agosto de 1902, com a maioria das etiquetas datadas de 26/08/1902. Outras recolhas de diferentes localidades deste sinclinal datam de entre julho e setembro de 1902, período que terá sido dedicado à prospeção paleontológica da região e recolha de dados estratigráficos posteriormente publicados por Delgado (1908). Esta jazida é também uma das mais conhecidas entre os colecionadores da região de Mação, sendo que atualmente continua a providenciar bastante material, pelo que uma quantidade significativa do material desta jazida incluído neste trabalho foi recolhida no âmbito deste ou nas últimas décadas (coleções Miguel Pires e Marques Guedes; Capítulo 7).
Inventário. Anexo I, p. 188.

- ***600m a S65ºW Ferrujenta***

Coordenadas. 39°35'30"N; 7°59'57"W
Localização. Localizada na estrada N548, a este da localidade de Pereiro (Mação, Santarém).
Designação neste trabalho. PER-FCP-2
Litostratigrafia. Parte basal da Formação Cabeço do Peão – Camada Favaçal.

Observações. Coletado a 9/3/1886; mesma campanha de reconhecimento geológico que a jazida QXP-FCP-1.

- ***Aboboreira 300m a N6ºW***

Coordenadas. ~39°35'15"N 8°03'41"W
Localização. Localizada na entrada oeste da localidade de Aboboreira (Mação, Santarém).
Designação neste trabalho. ABO-FCP-1
Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão.

- ***1700m a N57ºE da pyr. de Queixopêrra***

Coordenadas. 39°34'19"N; 8°03'50"W
Localização. Localizada na estrada N548, antes de chegar à entrada sul da localidade de Casalinho (Penhascoso, Santarém).
Designação neste trabalho. QXP-FCP-1
Litostratigrafia. Formação Cabeço do Peão – Membro Queixopêrra.
Observações. Recolha a 7/4/1886.
Inventário. Anexo I, p. 185.

5.3.2. Jazidas fossilíferas estudadas

EIR-FCP-C7. Localiza-se no Estradão Ponte do Castelo (Casas da Ribeira), a nordeste da Aldeia de Eiras (Amêndoa, Santarém). Siltitos cinzentos escuros com intercalações areníticas amareladas, pouco micáceo; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: gastrópodes, trilobites, bivalves e equinodermes (ver Anexo I, p. 183). Trilobites: *Vysocania iberica, Eccoptochile clavigera, Colpocoryphe grandis, Phacopidina armoricana* e *Iberocoryphe* cf. *bonissenti*.

CHL-FCP-1. Localizada a norte de Chão de Lopes Pequeno (Amêndoa, Santarém), no cruzamento do estradão florestal para a Fonte de Amêndoa com o estradão que o conecta a Vale de Vacas. Siltitos cinzentos; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Eudolatites queixoperra* n. sp.

CHL-FRL-1. Localizada no estradão florestal para a Fonte de Amêndoa, em Chão de Lopes Pequeno (Amêndoa, Santarém). Quartzitos esbranquiçados; parte inferior da Formação Ribeira da Laje. Fósseis: braquiópodes, equinodermes e trilobites. Trilobites: *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* e *Calymenella boisseli*.[3]

[3] Numa fase pós-termino desta dissertação, novos dados de campo permitiram determinar que esta jazida se localiza no Membro Aziral da Formação Cabeço do Peão e não na Formação Ribeira da Laje.

CHL-FRL-2. Localizada no estradão florestal para a Fonte de Amêndoa, em Chão de Lopes Pequeno (Amêndoa, Santarém). Quartzitos esbranquiçados; topo da Formação Ribeira da Laje. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Dalmanitina* sp. e *Kloucekia* sp. B[4].

BS-FCP-C23. Camada 23 do Corte do Zuvinhal (Delgado, 1908, p. 88; ver Anexo I, p. 141), a nordeste da localidade de Sanguinheira (Mação, Santarém), perto do cruzamento com o estradão Florestal Gargantada (Capela). Arenitos micáceos cinzentos; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, bivalves, braquiópodes e equinodermes. Trilobites: *Phacopidina? armoricana, Colpocoryphe grandis, Deanaspis seunesi* e *Iberocoryphe* cf. *bonissenti*.

CHR-FCP-1. Localizada aproximadamente no ponto de confluência de Ribeiros e Ribeira do Aziral, perto da localidade de Chão de Rei (Mação). Argilitos escuros; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: equinodermes, gastrópodes, conuláridos. Trilobites: *Eudolatites queixoperra*.

PER-FCP-1. Localizada antes da entrada este da localidade Pereiro (Mação, Santarém), perto do corte para o Estradão Castelo (Pereiro). Argilitos escuros micáceos lumachélicos; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, braquiópodes, briozoários, equinodermes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, rostroconchas e conulárias. Trilobites: *Cekovia piresi* n. sp., *Vysocania iberica, Ulugtella? guedesi* n. sp., *Armoricania beaumonti* n. gen., *Primaspis romanoi* n. sp., *Selenopeltis buchi, Dalmanitina manfroi* n. sp., *Crozonaspis* aff. *dujardini, Eudolatites queixoperra* n. sp., *Phacopidina? armoricana, Actinopeltis tejoensis, Eccoptochile clavigera, Prionocheilus verneuili, Colpocoryphe grandis, Iberocoryphe* cf. *bonissenti*, *Deanaspis seunesi* e *Eoharpes macaoensis*

PER-FCP-2. Localizada na estrada N548, a este da localidade de Pereiro (Mação, Santarém). Horizonte de ferro oolítico; Camada Favaçal, Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, equinodermes, briozoários. Trilobites: *Colpocoryphe grandis* e *Zeliszkella* cf. *renaudae*.

ABO-FCP-1. Localizada na entrada oeste da localidade de Aboboreira (Mação, Santarém). Argilitos escuros; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites. Trilobites: *Prionocheilus verneuilli*.

CRG-FCP-1. Localizada na estrada N548, entre o Pereiro e Aboboreira (Mação, Santarém). Argilitos escuros micáceos, lumachélicos; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, braquiópodes, briozoários, equinodermes, bivalves, gastrópodes, cefalópodes, rostroconchas, graptólitos, conulárias, machaerídeos.

[4] Numa fase pós-termino desta dissertação, novos dados de campo permitiram determinar que esta jazida se localiza na parte inferior da Formação Ribeira da Laje e não no seu topo.

Trilobites: *Cekovia piresi* n. sp., *Vysocania iberica, Ulugtella? guedesi* n. sp., *Armoricania beaumonti* n. gen., *Lichas* sp., *Primaspis romanoi* n. sp., *Selenopeltis buchi, Zeliszkella* cf. *renaudae, Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Dalmanitina manfroi* n. sp., *Crozonaspis* aff. *dujardini, Eudolatites queixoperra* n. sp., *Phacopidina? armoricana, Actinopeltis tejoensis, Actinopeltis? henrotayi* n. sp., *Eccoptochile clavigera, Prionocheilus verneuili, Colpocoryphe grandis, Iberocoryphe* cf. *bonissenti, Radnoria guyi, Deanaspis grenieri, Deanaspis seunesi, Nobiliasaphus* sp. e *Eoharpes macaoensis.*

CRG-FCA-1. Localizada no Sítio da Vajona, próximo de Carregueira (Mação, Santarém), junto ao poço. Argilitos escuros; Formação Carregueira. Fósseis: trilobites, graptólitos, bivalves, gastrópodes, equinodermes, hyolithídeos e ostracodos. Trilobites: *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Crozonaspis chauveli* e *Colpocoryphe grandis.*

CRG-FCP-2. Localizada no Sítio da Vajona, próximo de Carregueira (Mação, Santarém), junto ao poço. Ferro oolítico e siltitos ricos em ferro; Camada Favaçal e parte inferior da Formação Cabeço do Peão. Fósseis: Equinodermes, briozoários, trilobites e braquiópodes. Trilobites: *Vysocania iberica, Armoricania beaumonti, Zeliszkella* cf. *renaudae, Eccoptochile clavigera, Colpocoryphe grandis, Selenopeltis buchi, Crozonaspis* sp., *Phacopidina? armoricana* e *Eoharpes macaoensis.*

QXP-FCP-1. Localizada na estrada N548, antes de chegar à entrada sul da localidade de Casalinho (Penhascoso, Santarém). Argilitos micáceos lumachélicos; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, briozoários e equinodermes. Trilobites: *Deanaspis seunesi* e *Colpocoryphe grandis*.

QXP-FCP-2. Localizada na mesma área de QXP-FCP-1. Dividem-se neste trabalho porque a primeira corresponde a uma jazida clássica cuja localização exata e posição estratigráfica dentro da formação se desconhece, enquanto a segunda corresponde apenas à parte basal da formação, com um controlo estratigráfico detalhado; porém, as ocorrências e o aspeto geral das litologias e fósseis são inteiramente concordantes. Argilitos micáceos lumachélicos; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, briozoários e equinodermes. Trilobites: *Deanaspis seunesi, Deanaspis grenieri* e *Colpocoryphe grandis*.

MC-FCP-1. Localizada na estrada N244-3, imediatamente antes da entrada este da localidade de Monte Cimeiro (Sardoal, Santarém). Argilitos escuros com intercalações siltíticas claras; Formação Cabeço do Peão. Fósseis: trilobites, bivalves, ostracodos, gastrópodes e cefalópodes. Trilobites: *Deanaspis grenieri, Armoricania beaumonti, Crozonaspis* cf. *chauveli, Dalmanitina* cf. *rabanoae,* Homalonotinae indet.

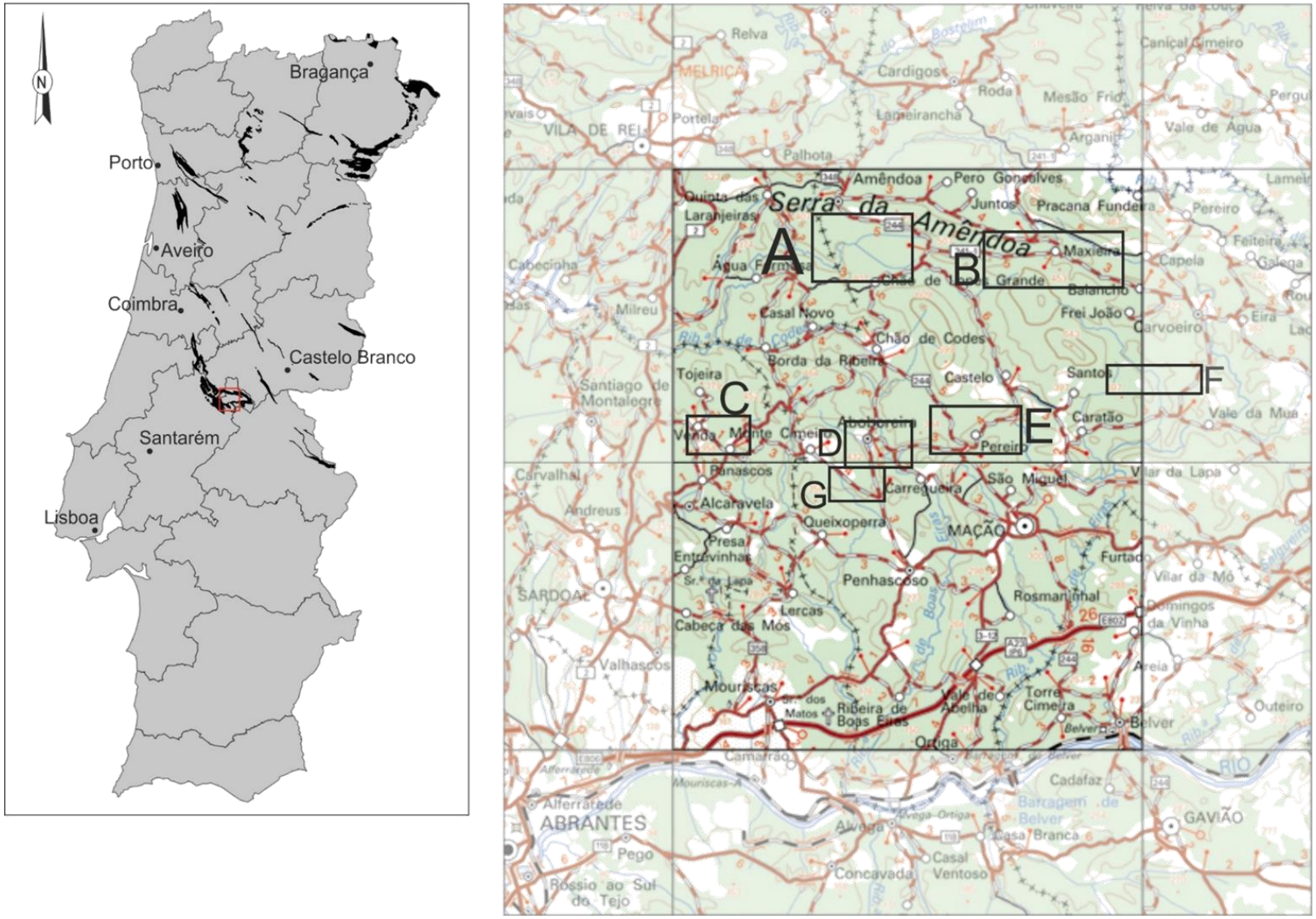
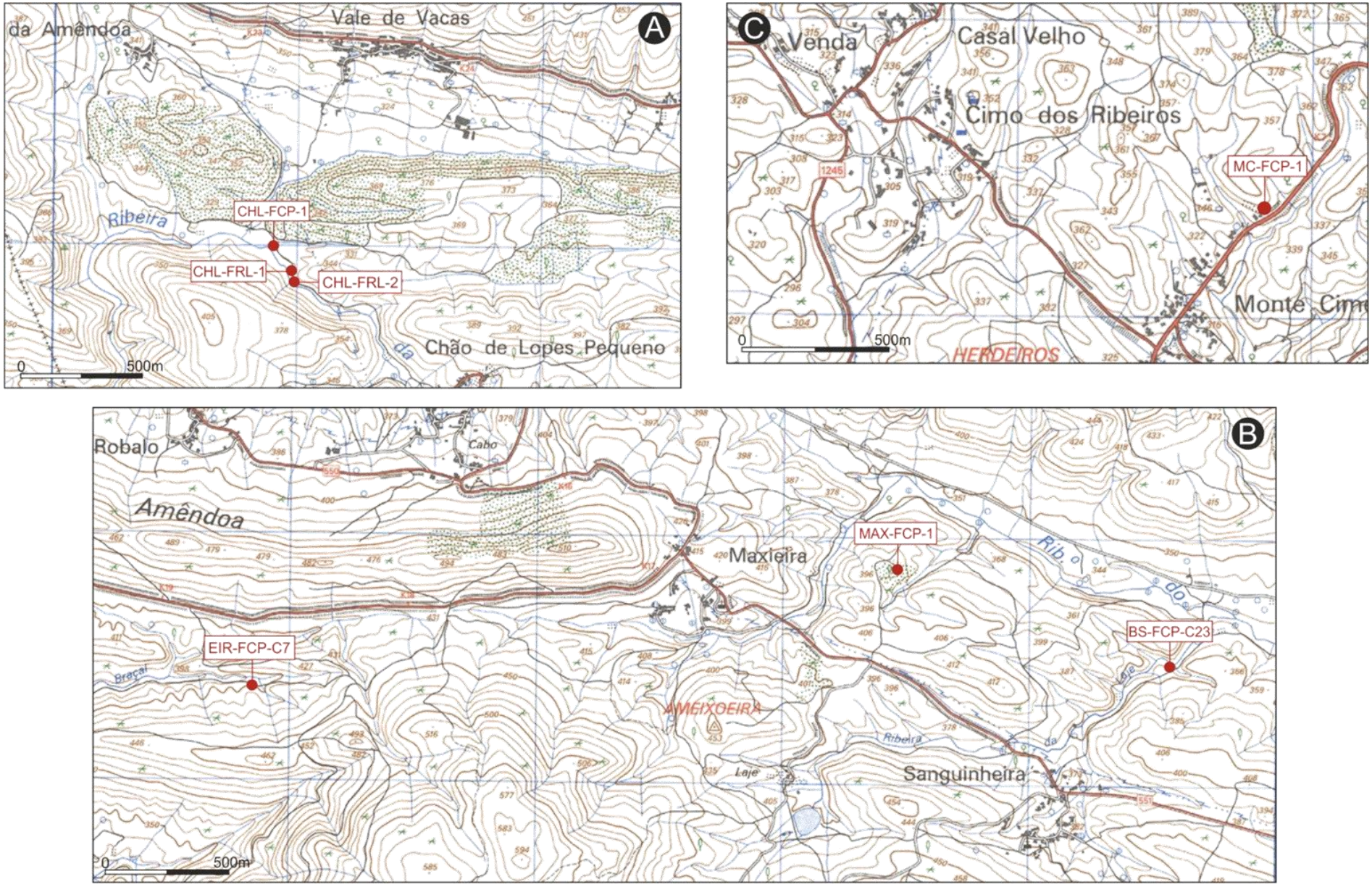
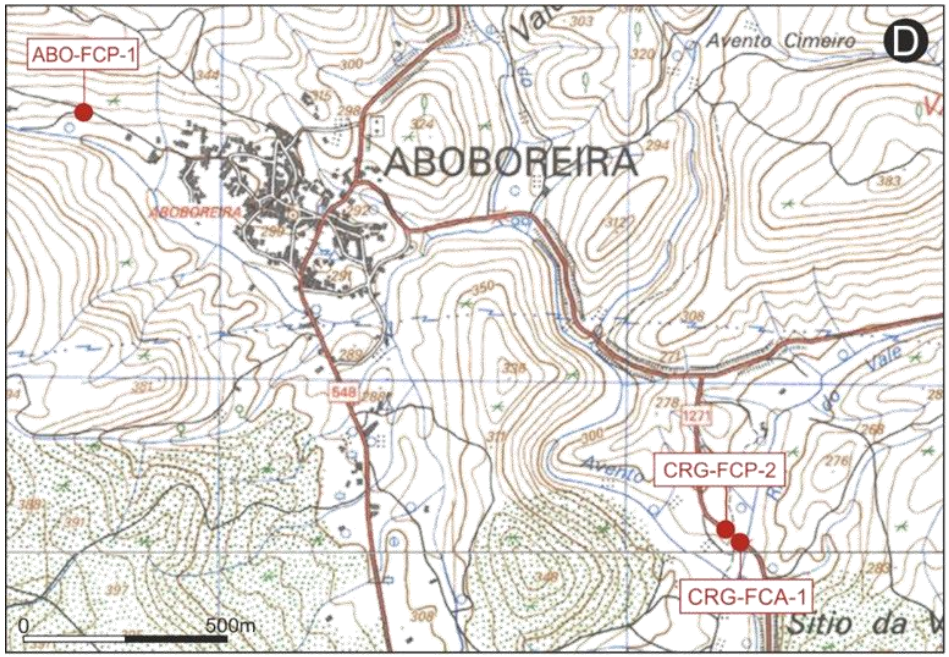
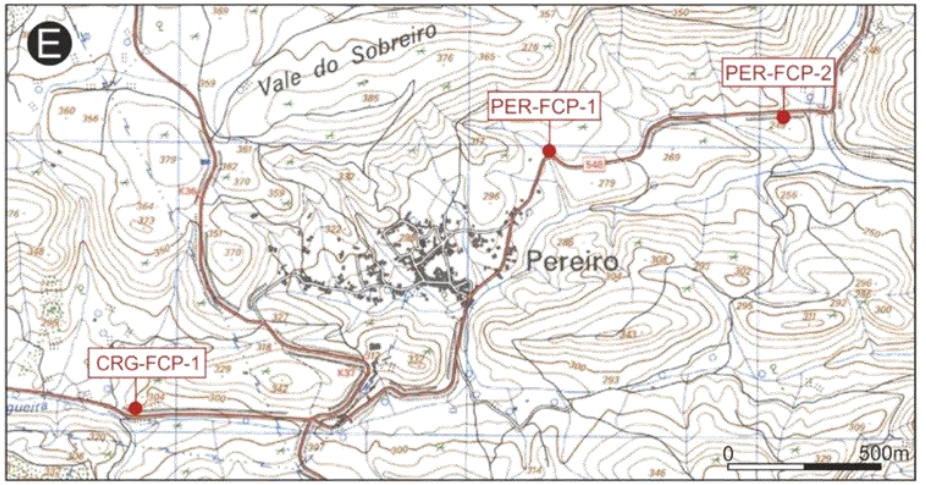
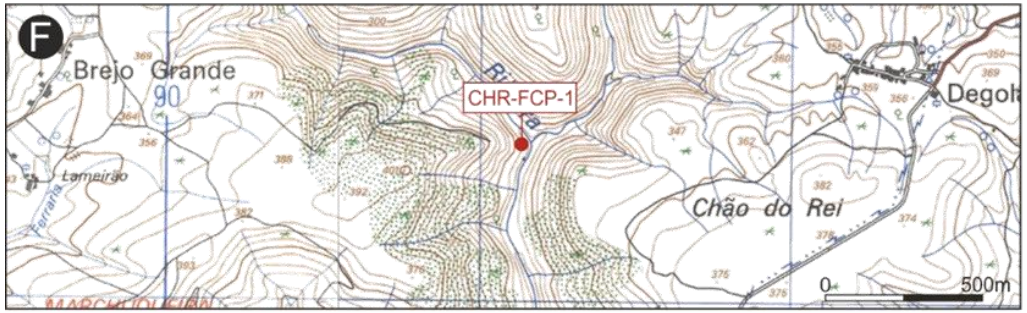


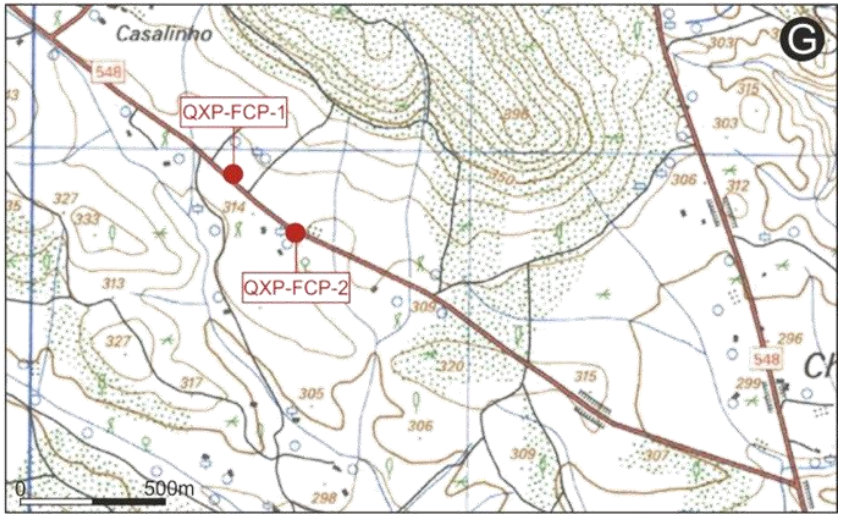
Figura 5.9. Localização geográfica das jazidas fossilíferas de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 312 (Amêndoa) e nº 322 (Mação); excertos A a F nas páginas seguintes: A, Chão de Lopes Pequeno; B, Sanguinheira; C, Monte Cimeiro; D, Aboboreira; E, Pereiro; F, Chão do Rei; G, Carregueira.


A
da Amêndoa
Vale de Vacas
Ribeira
CHL-FCP-1
CHL-FRL-1
CHL-FRL-2
Chão de Lopes Pequeno
0
500m
C
Venda
Casal Velho
Cimo dos Ribeiros
1245
MC-FCP-1
Monte Cim
0
500m
HERDEIROS
B
Robalo
Cabo
Amêndoa
Maxieira
MAX-FCP-1
EIR-FCP-C7
BS-FCP-C23
AMEIXOEIRA
Ribeira
Laje
Sanguinheira
0
500m


D
ABO-FCP-1
ABOBOREIRA
Avento Cimeiro
548
CRG-FCP-2
CRG-FCA-1
Sitio da
0
500m


E
Vale do Sobreiro
PER-FCP-1
PER-FCP-2
Pereiro
CRG-FCP-1
548
0
500m


F
Brejo Grande
CHR-FCP-1
Chão do Rei
Lameirão
0
500m


G
Casalinho
548
QXP-FCP-1
QXP-FCP-2
0
500m

5.3.3. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas

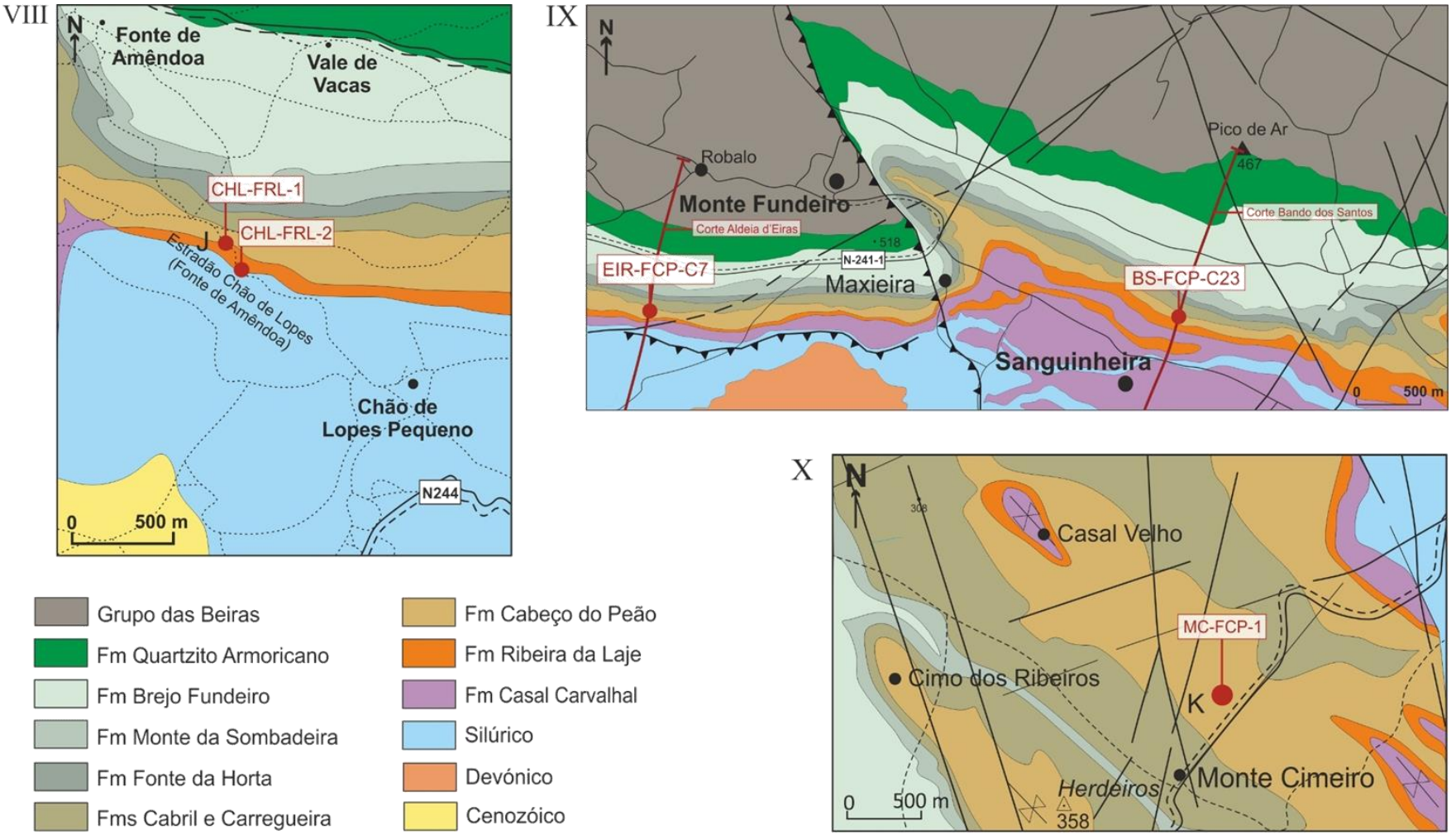


Figura 5.10. Mapas geológicos dos setores de Chão de Lopes Pequeno (VIII), de Sanguinheira (IX) e de Monte Cimeiro (X), com localização dos logs J-K (Fig. 5.12). Dados cartográficos adaptados de Romão (2000), complementados com dados recolhidos durante o presente trabalho. Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

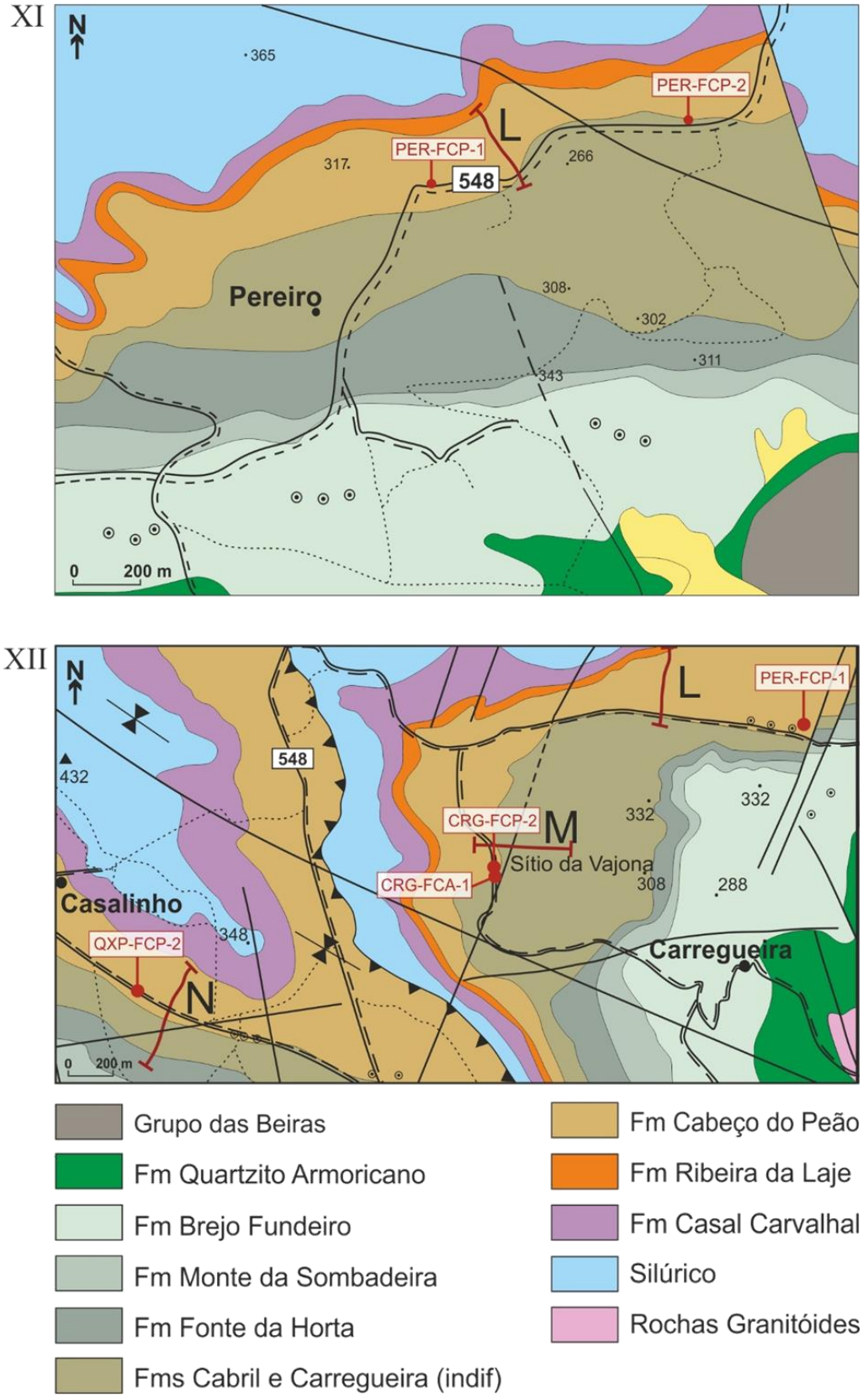


Figura 5.11. Mapas geológicos dos setores de Pereiro (XI) e de Carregueira (XI), com localização dos logs L-N (Fig. 5.12). Dados cartográficos adaptados de Romão (2000), complementados com dados recolhidos durante o presente trabalho. Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

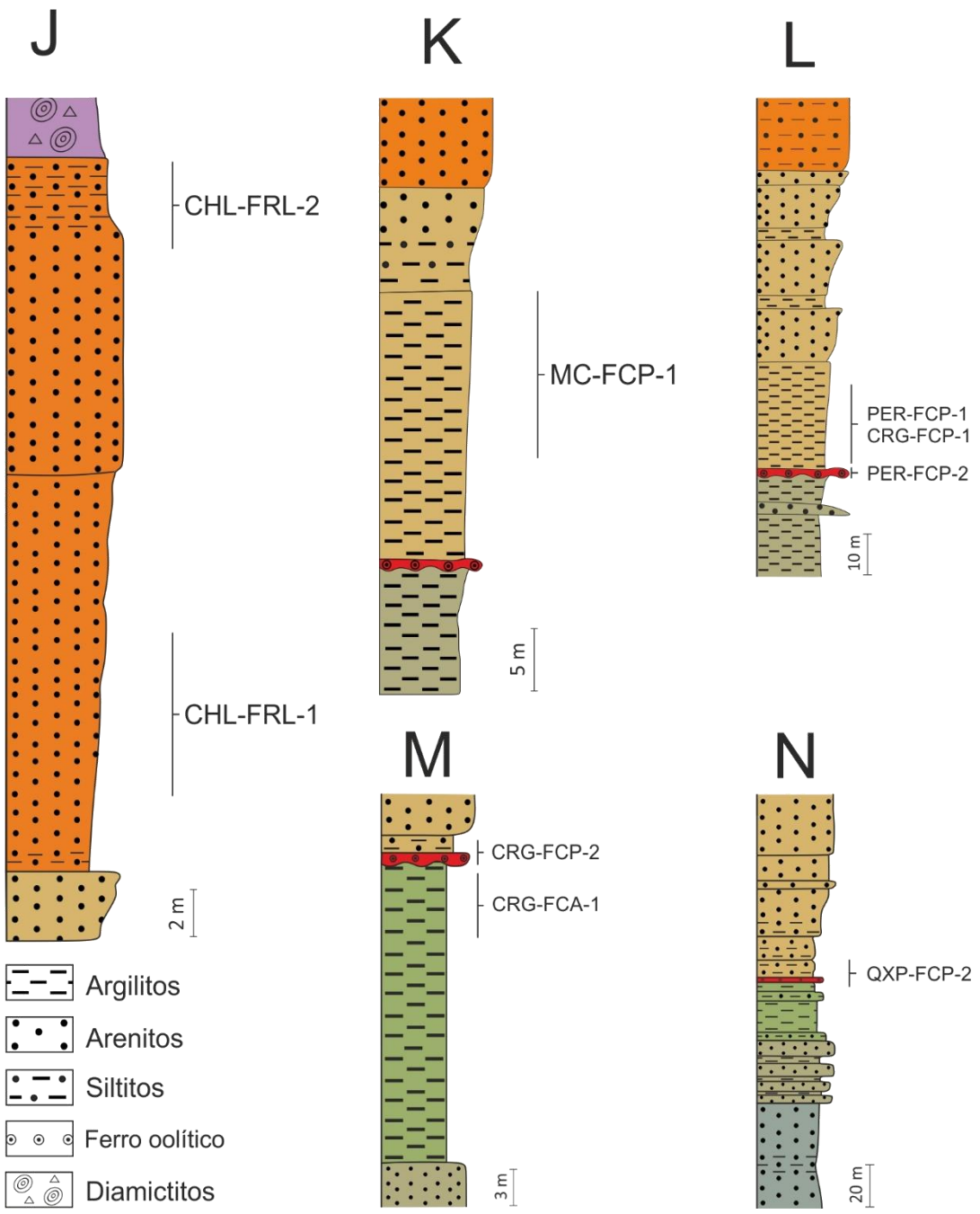


Figura 5.12. Logs estratigráficos esquemáticos com localização das jazidas fossilíferas, indicados nas Figs. 5.10 e 5.11 (log J – mapa VIII; log K – mapa IX; log L – mapas XI e XII; logs M, N – mapa XII). J, Chão de Lopes Pequeno; K, Monte Cimeiro; L, Pereiro; M, Sítio da Vajona; N, Queixopêrra. Legenda das unidades litostratigráficas é a mesma das Figs. 5.10, 5.11.

5.4. Sinclinal de Vila Velha de Ródão

No Sinclinal de Vila Velha de Ródão foram estudados fósseis de trilobites provenientes de uma única jazida (ROD-FL-1), localizada durante este trabalho (Tab. 5.4). Anteriormente, não tinham sido ainda documentados fósseis na sequência do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão. Na secção 5.4.1. é descrita a jazida, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.13) e na secção 5.4.2. é efetuado o enquadramento geológico em mapa e enquadramento estratigráfico em log (Fig. 5.14).

A jazida fossilífera do Sinclinal de Vila Velha de Ródão localiza-se no Cabeço da Achada, concelho de Vila Velha de Ródão, distrito de Castelo Branco. Em termos litostratigráficos, a jazida ROD-FL-1 insere-se na Formação Louredo, correspondendo aos 10 cm basais desta unidade.

Tabela 5.4. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão.

Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas
ROD-FL-1	Formação Louredo	Cabeço da Achada	Vila Velha de Rodão	39°39'13"N 7°41'24"W

5.4.1. Jazida fossilífera estudada

ROD-FL-1. Localizada na estrada M1373, a oeste do Cabeço da Achada. Quartzitos claros muito recristalizados; base da Formação Louredo. Fósseis: briozoários, equinodermes, braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Primaspis romanoi* n. sp., *Deanaspis* cf. *seunesi* e Dalmanitidae indet.



Figura 5.13. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folha nº 314 (Vila Velha de Ródão).

5.4.2. Contexto geológico e estratigráfico da jazida fossilífera

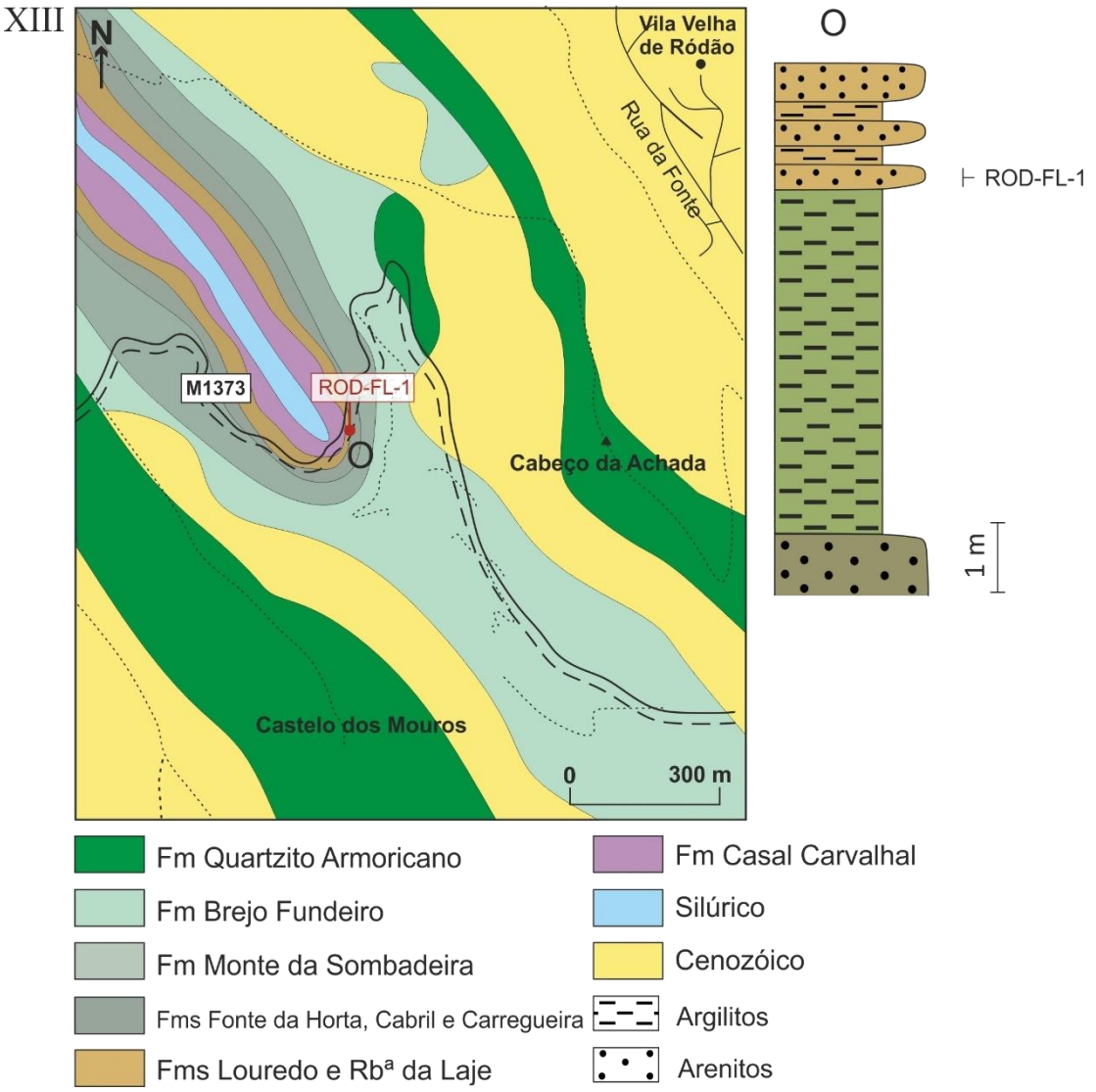


Figura 5.14. Mapa geológico do setor do Cabeço da Achada (XIII) e log estratigráfico esquemático (O) com localização da jazida fossilífera. Dados cartográficos adaptados de Metodiev *et al.* (2009), complementados com dados recolhidos durante o presente trabalho. Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

5.5. Sinclinal de Penha Garcia

No Sinclinal de Penha Garcia foram estudados fósseis de trilobites provenientes de quatro jazidas, listadas na Tab. 5.5. Duas destas foram localizadas neste trabalho, sendo as restantes resultantes do trabalho de Perdigão (1971), enquanto colaborador dos Serviços Geológicos de Portugal. A jazida ESC-FL?-1 não foi localizada durante este trabalho, tendo sido apenas estudado o material publicado por Perdigão (1971), depositado no Museu Geológico de Lisboa (LNEG), o qual sugere que poderá pertencer a uma unidade do Ordovícico Médio e não do Ordovícico Superior, como considerado pelo autor. Na secção 5.5.1. são descritas as jazidas do Sinclinal de Penha Garcia, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.15) e na secção 5.5.2. é efetuado o enquadramento geológico em mapa (Fig. 5.16) apenas das jazidas amostradas durante o presente trabalho (esta informação não é facultada para a jazida ESC-FL?-1 de Perdigão, 1971, uma vez que não há dados suficientes para aferir a sua posição estratigráfica concreta dentro da unidade litostratigráfica).

As jazidas fossilíferas do Sinclinal de Penha Garcia localizam-se na Herdade de Vale Feitoso, atualmente de acesso reservado, em Monfortinho, concelho de Idanha-a-Nova, distrito de Castelo Branco. Em termos litostratigráficos, duas jazidas são da Formação Louredo, uma delas do Membro Vaca, sendo outra da Formação Ribeira da Laje. A jazida ESC-FL?-1, como mencionado, pertence provavelmente ao Ordovícico Médio, possivelmente à Formação Cabril, mas o facto de Perdigão (1971) a ter considerado localizada na sua unidade 6 (que atualmente se corresponde maioritariamente com a Formação Louredo), levou a inclui-la neste trabalho.

Tabela 5.5. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão.

Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas	Designação antiga/informal
VAC-FL-1	Formação Louredo - topo	Monfortinho	Penha Garcia	40°02'07"N; 6°58'16"W	Estratotipo Membro Vaca; Vaca 1
VAC-MV-1	Formação Louredo - Mb. Vaca	Monfortinho	Penha Garcia	40°02'07"N; 6°58'16"W	Estratotipo Membro Vaca; Vaca 3
ESC-FRL-1	Formação Ribeira da Laje	Monfortinho	Penha Garcia	40°01'31"N; 6°55'43"W	*1175m a NW do Esconderejo*
ESC-FL?-1	Formação Cabeço do Peão?	Monfortinho	Penha Garcia	40°00'42"N; 6°54'40"W	*750 m a S do lugar do Esconderejo*

5.5.1. Jazidas fossilíferas estudadas

VAC-FL-1. Localizada na secção do estratótipo do Membro Vaca, num caminho florestal próximo do vértice geodésico Vaca, dentro da Herdade de Vale Feitoso, Monfortinho (Idanha-a-Nova). Localidade Vaca1 de Young (1985). Arenitos de grão fino, amarelados; parte superior da Formação Louredo (infrajacente ao Membro Vaca). Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Calymenella boisseli*, *Deanaspis* cf. *seunesi* e *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma*.

VAC-MV-1. Localizada na secção do estratótipo do Membro Vaca, num caminho florestal próximo do vértice geodésico Vaca, dentro da Herdade de Vale Feitoso, Monfortinho (Idanha-a-Nova). Localidade Vaca3 de Young (1985). Argilitos claros; Membro Vaca, topo da Formação Louredo.

Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Calymenella boisseli* e *Deanaspis* cf. *seunesi*.

ESC-FRL-1. Localizada a cerca de 1km a NW do lugar Esconderejo, dentro da Herdade de Vale Feitoso, Monfortinho (Idanha-a-Nova). Quartzitos claros, muito recristalizados; Formação Ribeira da Laje. Fósseis: braquiópodes e trilobites. Trilobites: *Kloucekia* sp.

ESC-FL?-1. Localizada a sul do lugar Esconderejo, dentro da Herdade de Vale Feitoso, Monfortinho (Idanha-a-Nova). Quartzitos cinzentos; possivelmente Formação Cabril, mas segundo Perdigão (1971) é a Formação Louredo. Quartzitos claros muito recristalizados; base da Formação Louredo. Fósseis: trilobites e braquiópodes. Trilobites: *Eohomalonotus* sp.

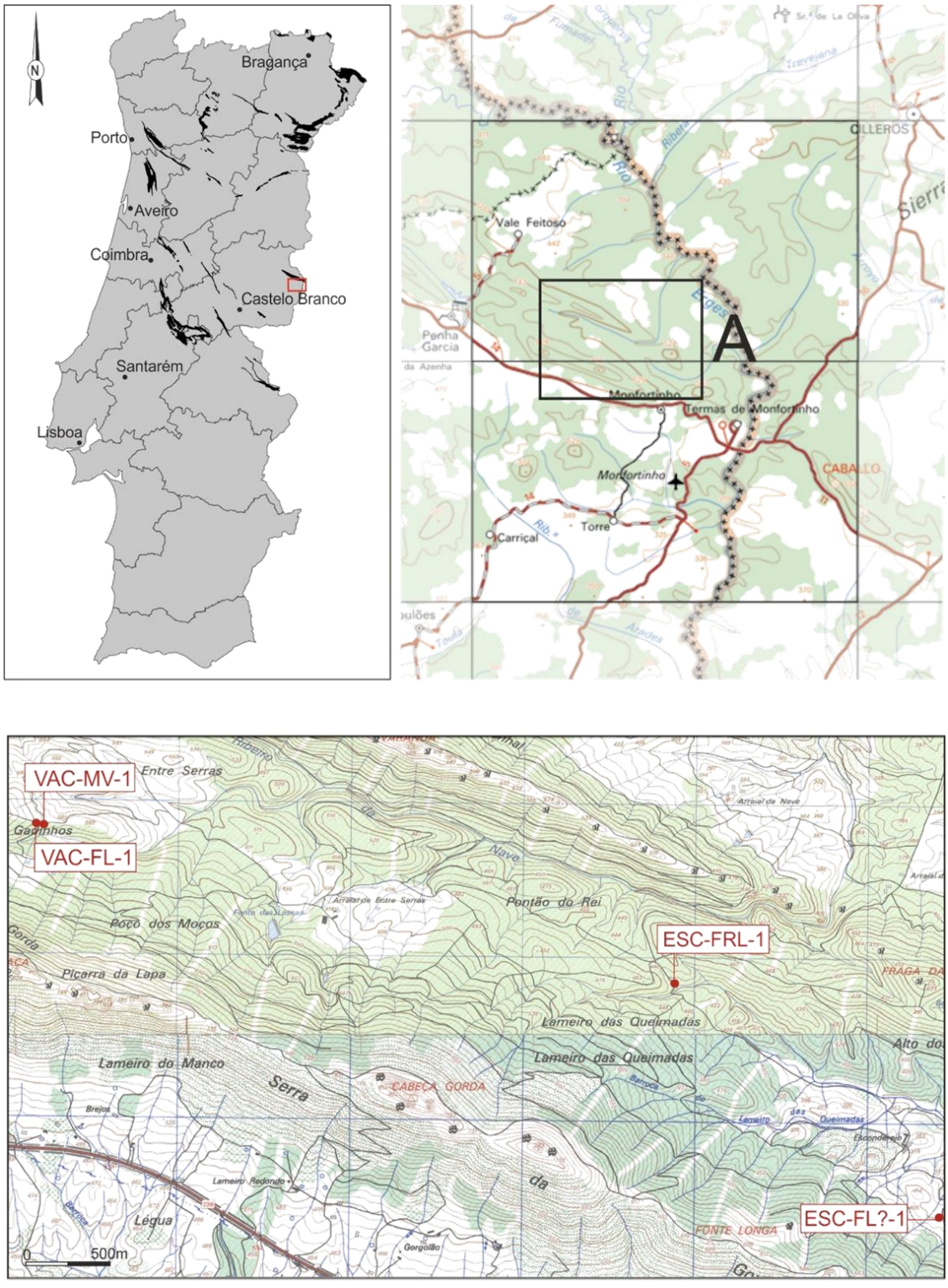


Figura 5.15. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folhas nº 259 (Vale Feitoso) e nº 271 (Monfortinho).

5.5.2. Contexto geológico e estratigráfico das jazidas fossilíferas

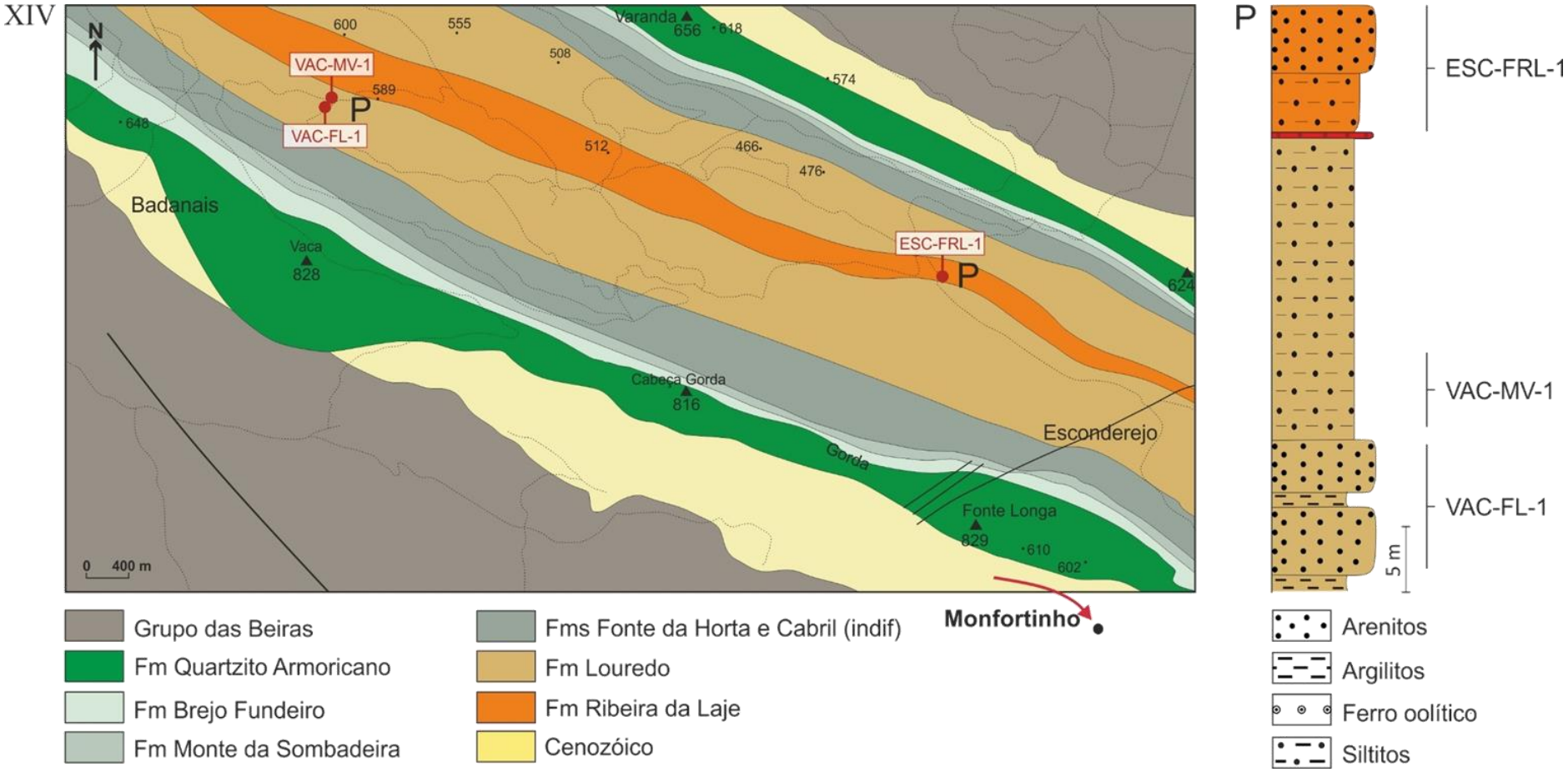


Figura 5.16. Mapa geológico do setor da Serra Gorda (XIV) e log estratigráfico esquemático (P) com localização das jazidas fossilíferas. Dados cartográficos adaptados de Perdigão (1976), Sequeira *et al.* (1999), complementados com dados recolhidos durante o presente trabalho. Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

5.6. Sinclinal de Moncorvo-Poiares

No Sinclinal de Moncorvo-Poiares foram estudados fósseis de trilobites provenientes de uma única jazida, TMC-VII (Tab. 5.6). Esta jazida foi localizada no âmbito do trabalho de Sá (2005; Torre de Moncorvo 7), tendo sido mantido o seu código naquele trabalho. Durante este trabalho foi recolhido material adicional neste ponto. Na secção 5.6.1. é descrita a jazida do Sinclinal de Moncorvo-Poiares, com respetiva localização geográfica (Fig. 5.17) e na secção 5.5.2. é efetuado o enquadramento geológico em mapa com respetivo log estratigráfico (Fig. 5.18).

A jazida fossilífera do Sinclinal de Moncorvo-Poiares a sul de Mós, concelho de Torre de Moncorvo. Em termos litostratigráficos, a jazida insere-se na Formação Chão do Amieiral.

Tabela 5.6. Jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Penha Garcia.

Código	Unidade Litostratigráfica	Localidade/Concelho		Coordenadas	Trabalhos anteriores
TMC-VII	Formação Chão do Amieiral	Mós	Torre de Moncorvo	41°08'37"N; 6°57'17"W	Torre de Moncorvo 7 (Sá, 2005)

5.6.1. Jazidas fossilíferas estudadas

TMC.VII. Localiza-se perto do vértice geodésico Chão do Amieiral, a sul de Mós (Torre de Moncorvo). Margas descalcificadas ricas em ferro, com alguns oólitos; parte inferior da Formação Chão do Amieiral. Fósseis: equinodermes, briozoários, trilobites, bivalves e gastrópodes. Trilobites: *Vysocania* cf. *iberica*, *Lichas* sp., *Actinopeltis* sp. A., *Deanaspis* cf. *seunesi*, Cheiruridae indet. e Illaenidae indet.

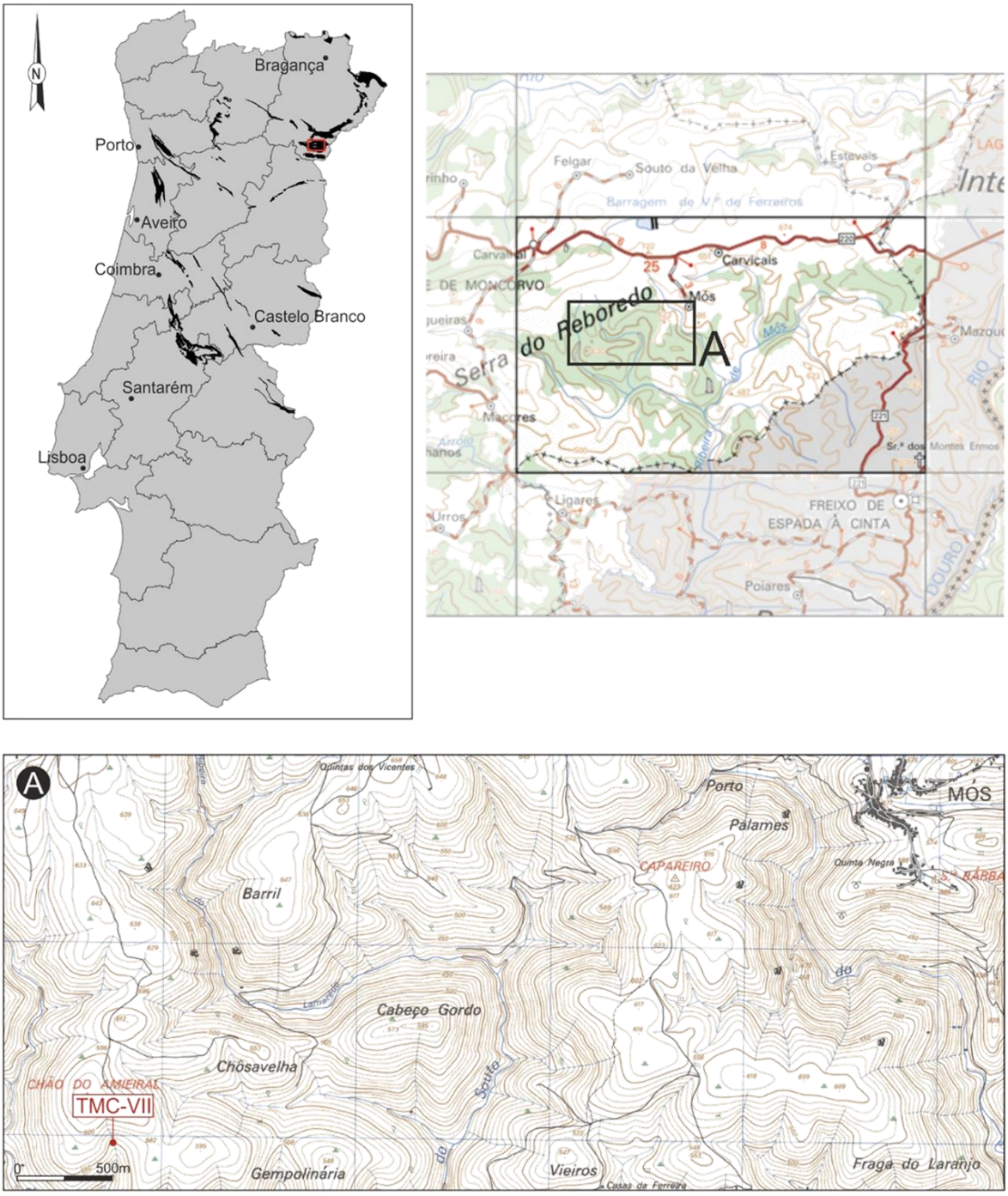


Figura 5.17. Localização geográfica da jazida fossilífera de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Moncorvo-Poiares, sobre a Carta Militar de Portugal Continental na escala 1:25.000, folha nº 131 (Carviçais).

5.6.2. Contexto geológico e estratigráfico da jazida fossilífera

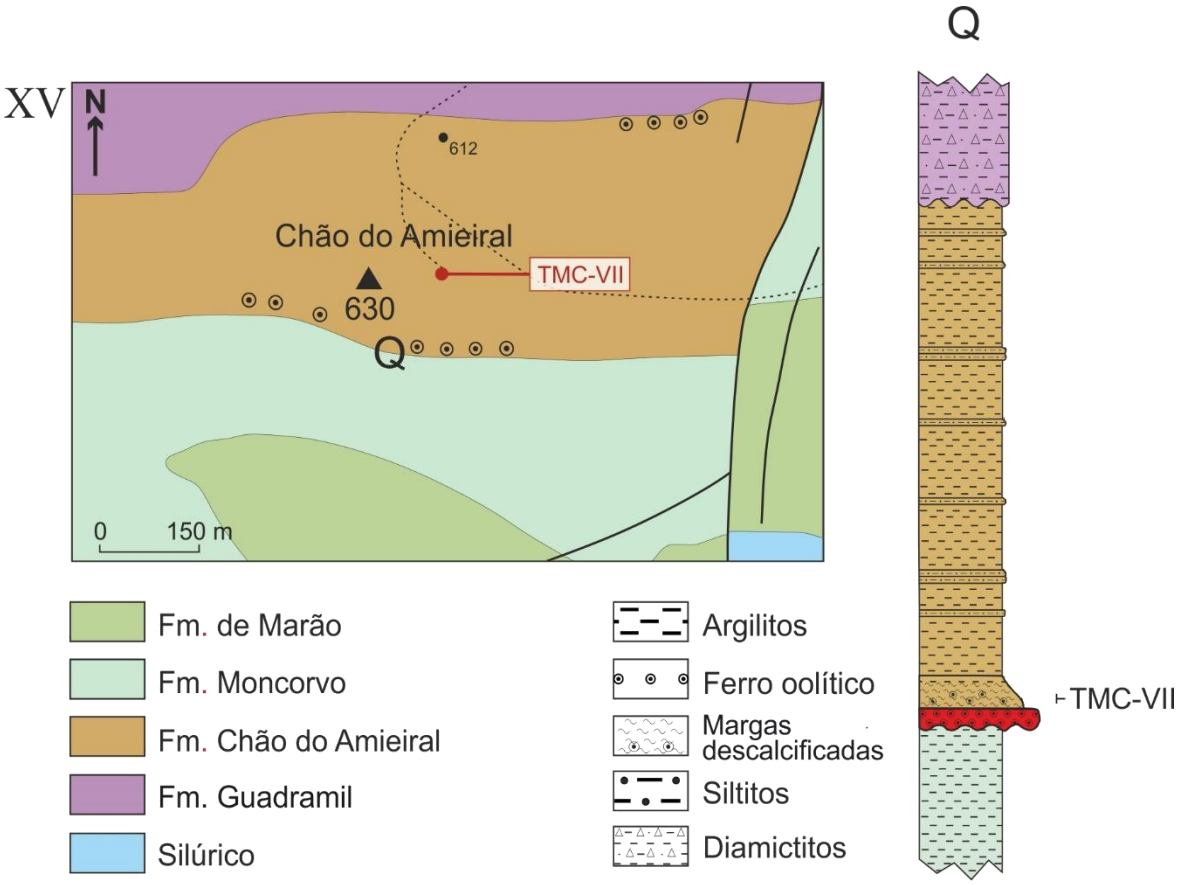


Figura 5.18. Mapa geológico do setor de Chão do Amieiral (XV) e log estratigráfico esquemático (Q) com localização da jazida fossilífera. Dados cartográficos adaptados de Pereira *et al.* (2009); log estratigráfico adaptado de Sá (2005). Planimetria adaptada de Carta Militar de Portugal na escala 1:25000.

5.7. Ocorrências dos taxa de trilobites do Ordovícico Superior nas jazidas fossilíferas analisadas

| | SINCLINAL DE BUÇACO | | |

6. ANTECEDENTES PALEONTOLÓGICOS

6.1. Introdução

As trilobites constituem um dos grupos fósseis mais emblemáticos do Paleozoico e cedo cativaram a atenção dos naturalistas e até do grande público. O seu estudo sob o termo "Trilobitae" remonta a meados do século XVIII, com o trabalho pioneiro de Walch (1771). No entanto, quase dois mil anos antes, os vestígios paleontológicos deste grupo, à semelhança de outros fósseis, eram já mencionados em livros de medicina e em lapidários medievais (Liñan & Gozalo, 2008). Em Portugal, os primeiros estudos científicos de trilobites surgem em meados do século XIX, por intermédio de pioneiros como Daniel Sharpe (Sharpe, 1849; Fig. 2.2) e Carlos Ribeiro (Ribeiro, 1850, 1853; Fig. 2.3), que estudaram estes fósseis nas regiões de Valongo e de Buçaco. Estes contributos surgem numa Europa em que a primeira metade do século XIX assistiu ao crescente interesse científico por este grupo fóssil, como atestam importantes trabalhos desenvolvidos por Joachim Barrande na região Boémia, na atual República Checa (e.g. Barrande, 1846, 1852; Fig. 6.2). A utilidade biostratigráfica deste grupo ajudou na sua promoção, ainda para mais numa fase em que a organização estratigráfica das sequências geológicas se iniciava na maioria dos países e em que os fósseis eram por excelência as ferramentas base desse estabelecimento.

É na Zona Centro-Ibérica (Figs. 17, 18) que as sequências ordovícicas estão mais completas e o baixo grau de metamorfismo permitiu a preservação dos fósseis em condições, por vezes, excecionais. Presentes em Portugal nas três séries ordovícicas são, contudo, as trilobites dos níveis do Ordovícico Médio que têm sido alvo de mais atenção e estudo (Sá & Gutiérrez-Marco, 2006, com referências prévias). Os movimentos tectónicos e variações eustáticas globais que caracterizaram os finais do Período Ordovícico condicionaram a distribuição das faunas e a sedimentação na sua última Época, reduzindo significativamente a extensão dos depósitos berounianos em Portugal, mas também kralodvorianos e hirnantianos (Capítulo 2).

Apesar de serem fósseis comuns nos afloramentos dos sinclinais de Buçaco e de Amêndoa-Carvoeiro, as associações de trilobites do Ordovícico Superior português careciam, na sua totalidade, de um estudo sistemático completo e atualizado. Os trabalhos prévios existentes, sempre restritos a nível geográfico, estratigráfico e/ou taxonómico, caraterizavam-se por apresentarem, na sua generalidade, dados fragmentários e pontuais.

6.2. Áreas clássicas

As trilobites do Ordovícico Superior português remetem-nos essencialmente para as regiões dos sinclinais de Buçaco e de Amêndoa-Carvoeiro (Capítulo 3). As sequências ordovícicas destas estruturas estão bastante completas e a diversidade de trilobites é notável (Young, 1985). Embora raros, os fósseis de trilobites ocorrem também no Ordovícico Superior dos sinclinais de Fajão-Moradal, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e Moncorvo, áreas de estudo deste trabalho (Capítulos 3 a 5). Estes fósseis são especialmente abundantes em níveis ricos em ferro, metapelitos e arenitos finos (Young, 1985).

A região que apresenta uma maior diversidade de fósseis de trilobites de idade ordovícica superior é a do Sinclinal de Buçaco, na qual o grupo era, anteriormente a este trabalho, conhecido nas Formações Carregueira, Louredo (incluindo a Camada Favaçal), Porto de Santa Anna e Ferradosa. Os afloramentos que se estendem desde Figueiró dos Vinhos até Mação, inseridos no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, são também conhecidos pela elevada diversidade de trilobites do Ordovícico Superior. Os níveis da Formação Cabeço do Peão e em particular os do Membro Queixopêrra desta formação, são famosos pela abundância de fósseis do grupo.

Nas regiões dos sinclinais de Fajão-Moradal, Penha Garcia e Moncorvo-Poiares os fósseis de trilobites do Ordovícico Superior são raros e os únicos registos provinham de formações estratigraficamente correlacionáveis: Formação Louredo (duas primeiras regiões) e Chão do Amieiral, respetivamente (Thadeu, 1951; Perdigão, 1971; Sá, 2005, 2006 e Sá & Rábano, 2010). No Sinclinal de Vila Velha de Ródão não tinham ainda sido documentados quaisquer fósseis na sequência do Ordovícico Superior e no Anticlinal de Valongo, na Formação Sobrido, única atualmente atribuída a esta idade nesta estrutura, apenas há registo de fragmentos indetermináveis possivelmente atribuíveis a trilobites (Romano & Diggens, 1974; Couto *et al.*, 1997).

6.3. História da Investigação

A primeira menção a fósseis de trilobites em Portugal surge em meados do século XIX, pela pluma de Daniel Sharpe (1806-1856; Fig. 2.2), numa das primeiras publicações abarcando temas paleontológicos nacionais (Sharpe, 1849). No seu estudo dedicado à geologia dos arredores do Porto (Sharpe, 1849), auxiliado pelo paleontólogo John William Salter (1820-1869; Fig. 6.1), o geólogo inglês identificou seis espécies de trilobites provenientes do Ordovícico de Valongo ("Silúrico Inferior" à data do estudo). Neste trabalho, Sharpe (1849) referiu que todas são formas comuns nas rochas do Ordovícico do norte da Europa e foi o primeiro autor a estabelecer uma nova espécie de trilobite sobre o material português, com *Illaenus Lusitanicus* Sharpe [=*Ectillaenus giganteus* (Burmeister, 1843)]. Figurou e descreveu brevemente os exemplares identificados (Sharpe, 1849, p. 150, est. 6, fig. 1; Fig. 7.12). Este é, sem dúvida, o estudo pioneiro das trilobites portuguesas. É ainda importante referir que com os dados paleontológicos apresentados e, por conseguinte, com a contribuição dos fósseis de trilobites, ficou assente a representação do "Sistema Silúrico", tal como na altura era entendido (correspondendo aos atuais Sistemas Ordovícico e Silúrico), em Portugal (Pinto, 1932). No entanto, os níveis fossilíferos estudados por Daniel Sharpe pertencem ao Ordovícico Médio. Só no ano seguinte Ribeiro (1850) fez a primeira referência a trilobites do Ordovícico Superior de Portugal.



Figura 6.1. John William Salter (1820-1869). Arquivo do The Natural History Museum, Londres.

6.3.1. O início dos estudos das trilobites do Ordovícico Superior português

Interessado nos níveis de carvão de Santa Cristina da região de Buçaco, Carlos Ribeiro (1813-1882; Fig. 2.3), então ao serviço da Companhia Farrobo & Damazio (Pinto, 1932), efetuou o primeiro reconhecimento geológico da região. Estes dados, enviados em formato de carta a Daniel Sharpe, já a residir em Inglaterra, foram publicados em 1850 no jornal O Atheneu (Ribeiro, 1850). Neste estudo introdutório, Ribeiro (1850, p. 411) referiu a presença de trilobites do género: "(…) *Thrinucleos* (…)" em níveis de: "(…) grés micáceos e schistoides (…)" da formação "siluriana". O atual conhecimento da geologia do Sinclinal de Buçaco permite inferir a primeira ocorrência das trilobites trinucleídeos apenas nos níveis de idade ordovícica superior daquela região, fazendo desta a primeira referência indubitável a trilobites da última Série ordovícica em Portugal.

Como afirmou Pinto (1932, p. 200), a: "(…) resposta de Sharpe não se fez esperar (…)" e durante os meses que se seguiram Carlos Ribeiro enviou para Inglaterra mais dados e uma coleção de fósseis da região (Capítulo 7, Figs. 67-69; Anexo IV). Parte dos exemplares então estudados foram oferta do engenheiro Schiappa de Azevedo (1828-1882). Desta interação, é apresentado em 1853 um estudo, redigido por Daniel Sharpe mas publicado em nome de Carlos Ribeiro, sobre a geologia da região de Buçaco (Ribeiro, 1853). John William Salter contribuiu, uma vez mais, para a identificação das trilobites (Salter *in* Ribeiro, 1853). Nesse trabalho foram estabelecidas três divisões para o Sistema Silúrico (Ordovícico e Silúrico atuais), e é sem dúvida o conteúdo fossilífero, incluindo os espécimes de trilobites, que permitem a correta datação de alguns níveis do Ordovícico Superior, anteriormente atribuídos ao Devónico por Ribeiro (1850): "*The irregular manner in which these small patches of ochreous rock occur would leave it difficult to assign its true geological position but (...) its organic contents (...) clearly refer it to the Lower Silurian epoch* (…)" (Ribeiro, 1853, p. 141).

Os depósitos do Ordovícico Superior foram repartidos entre a "Divisão Inferior" e a "Divisão Média" de Ribeiro (1853). A primeira albergaria as atuais formações Carregueira, Louredo e Ferradosa (bem como os subjacentes níveis do Ordovícico Inferior e Médio) e a segunda apenas a Formação Porto de Santa Anna e possivelmente parte do Grupo Rio Ceira. Na descrição da "Divisão Inferior", Ribeiro (1853) relatou a ocorrência de uma rocha arenítica xistenta, micácea e escura, com estratificação muito marcada, muito rica em fósseis de trilobites, e acrescentou que "*Trinuclei are only found in this rock*" (op. cit., p. 141). No entanto, na frase seguinte, admitiu a coexistência nos afloramentos da Portela de Louredo (jazida LOR-FLO-1, Capítulo 5) de *Trinucleus* e do braquiópode *Orthis berthoisi* Rouault, 1849 (que considerou restrito à "Divisão Média"). Esta confusão poderá ter sido responsável por Rábano (1989b) ter considerado a presença de trinucleídeos nos depósitos dobrotivianos portugueses anteriores à Sub-biozona de *Marrolithus bureaui* (teto da Biozona de *Placoparia borni*). No entanto, os estudos paleontológicos de pormenor realizados na sequência ordovícica de Buçaco (Delgado, 1908; Henry *et al.*, 1974, 1976; Young, 1985) indicam como primeiro aparecimento de trilobites da família Trinucleidae a Camada Favaçal (Berouniano médio).

Três dos taxa de trilobites identificados por Salter (*in* Ribeiro, 1853) correspondem a espécimes proveniente dos depósitos da última série ordovícica: *Phacops dujardini* Rouault, 1847, *Phacops praoevus* Emmerich, 1939 e *Trinucleus pongerardi* Rouault, 1847. O paleontólogo britânico considerou que muitas das espécies de trilobites representadas em Portugal são as mesmas que se encontram em rochas coevas de França. Salter (*in* Ribeiro, 1853) acrescentou somente breves notas e não descreveu nem figurou nenhum dos espécimes do Ordovícico Superior, apenas exemplares de níveis do Ordovícico Médio (Fig. 6.2). Também não pormenorizou o local de proveniência dos espécimes estudados.

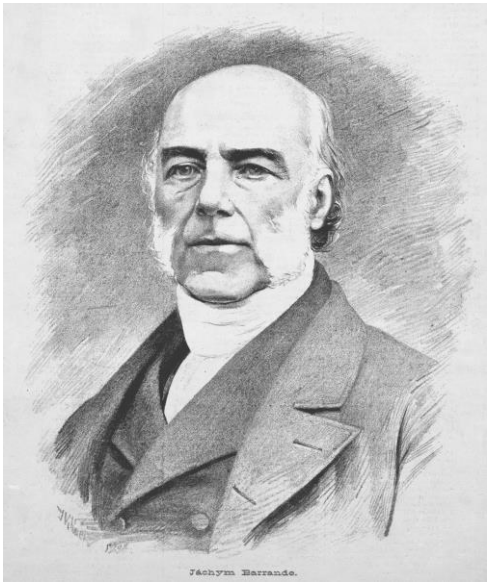


Figura 6.2. Joachim Barrande (1799-1883). Retrato por Jan Vilímek, arquivo da Academia de Ciências Checa.

Em meados do século XIX assistiu-se na Europa a um crescente interesse neste grupo extinto de artrópodes marinhos. Joachim Barrande (1799-1883; Fig. 6.2) foi, indubitavelmente, a grande figura da paleontologia de trilobites dessa época, dedicando-se ao estudo do Paleozoico da Boémia. Publicou o primeiro estudo dedicado ao grupo em 1846 (Barrande, 1846), mas seria o monumental trabalho *Système silurien du centre de la Bohème*, cujo primeiro de 22 volumes foi publicado em 1852 (Barrande, 1852), que lhe atribuiria o importante papel que hoje desempenha na história da estratigrafia e paleontologia da República Checa e que inspiraria muitos geólogos contemporâneos nos estudos do Paleozoico dos seus países, incluindo Portugal. Numa época em que a sucessão de rochas do Paleozoico não era ainda conhecida, Barrande (1852) estabeleceu para o seu "Sistema Silúrico" oito "Andares" (A-H), que hoje abarcariam o Pré-Câmbrico, Câmbrico, Ordovícico, Silúrico e o Devónico. O Andar D, correspondente ao atual Ordovícico, foi caracterizado pelo autor como representado pela "Fauna Segunda".

Embora não tenha visitado Portugal, Joachim Barrande, em cooperação com Édouard de Verneuil (1805-1873), estudou algumas trilobites de Espanha (Verneuil & Barrande, 1855). Encontraram muitas formas descritas nos trabalhos de Sharpe (1849) e Ribeiro (1853), afirmando "(…) *on ne saurait douter que les fossiles des environs de Coimbra, décris par MM. Sharpe et Ribeiro, n'aient vécu dans la même mer que ceux de l'intérieur de l'Espagne, tant il y a de ressemblance entre eux*" (Verneuil & Barrande, 1855, p. 967).

6.3.2. A criação da Comissão Geológica do Reino e o início dos trabalhos sistemáticos de Paleontologia em Portugal

Com a criação da Comissão Geológica do Reino (CGR) em 1857, chefiada por Francisco António Pereira da Costa (1809-1888, Fig. 2.4), lente de Mineralogia da Escola Politécnica, e Carlos Ribeiro, iniciou-se um novo ciclo dos estudos paleontológicos em Portugal, com o intuito de contribuir para o objetivo principal da Comissão: a cartografia geológica do país. Para adjunto, foi proposto pela direção o alferes de infantaria Joaquim

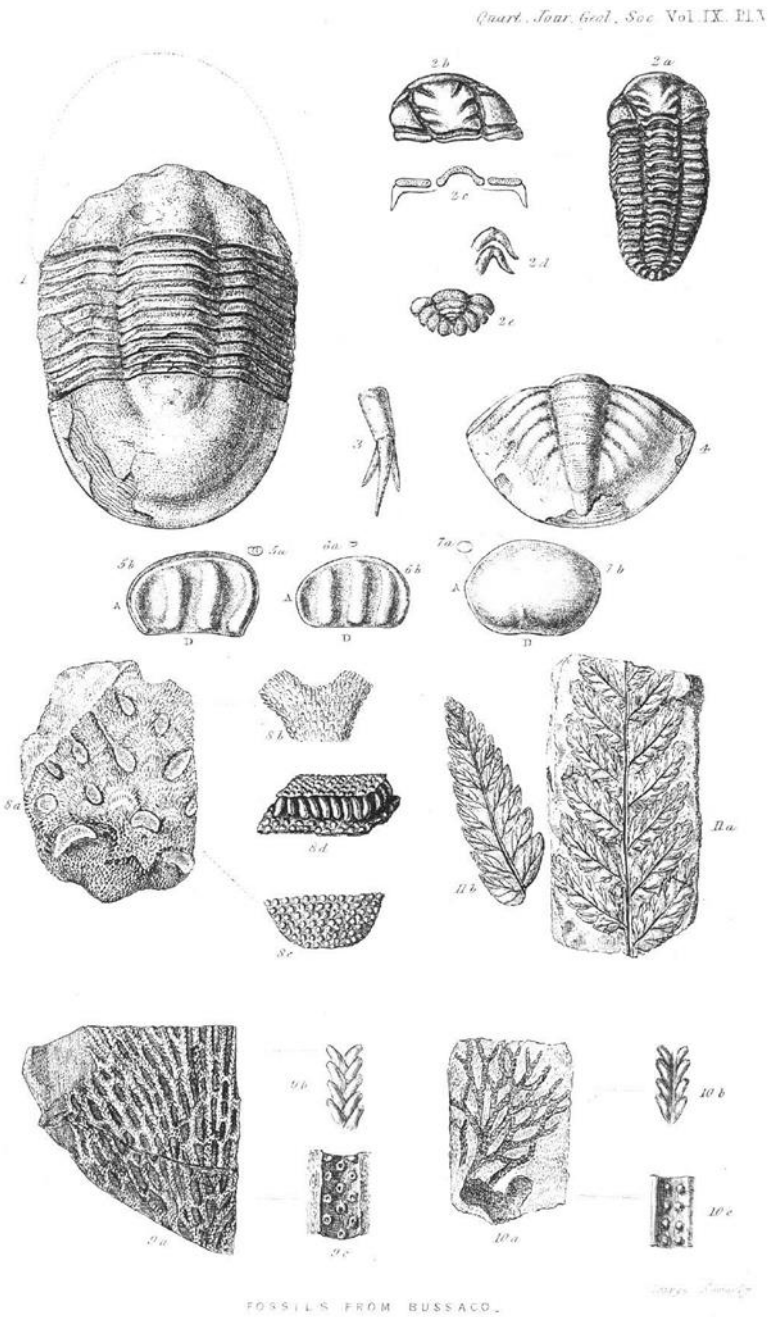


Figura 6.3. Primeira estampa de Ribeiro (1853), figurando fósseis de trilobites do Ordovícico Médio da região de Buçaco, e fósseis de ostracodos e plantas. Briozoários (8-10) de níveis do Ordovícico Superior, atualmente incluídos na Formação Porto de Santa Anna.

Filippe Nery da Encarnação Delgado (1835-1908; Fig. 2.5), então empregado nos trabalhos hidrográficos do Mondego. A partir de 1859, Pereira da Costa e Nery Delgado, responsáveis pela identificação dos fósseis colhidos nas campanhas de campo da CGR, iniciaram a revisão dos exemplares dos terrenos "silurianos", para a identificação dos quais contavam com o auxílio das obras e coleções oferecidas por Cassiano de Prado (1797-1866) e Édouard de Verneuil. Em 1861, teriam já identificado 20 espécies de crustáceos (grupo em que incluíam

as trilobites) do Ordovícico do Sinclinal de Buçaco e Anticlinal de Valongo, de um total de 68 espécies da "Fauna Segunda" de Barrande (Arquivo Histórico do LNEG[5]).

Com a continuação dos estudos e das recolhas de fósseis nas campanhas de campo da CGR, Pereira da Costa e Nery Delgado vão individualizando os grupos fósseis com que trabalham, dedicando-se o primeiro essencialmente aos moluscos do Cenozoico e ficando Delgado responsável pelo estudo dos invertebrados dos "terrenos primários". Em 1864, Delgado iniciou a redação de um trabalho de revisão e descrição das trilobites do Ordovícico, cuja finalização dependia somente da disponibilidade de um dos artistas ao serviço da Comissão para desenhar os exemplares das espécies novas e aqueles cuja classificação era duvidosa (Leitão, 2004). Apenas Manoel Antonio Coelho de Barros, ilustrador contratado em 1866, terá desenhado à vista 11 trilobites (Arquivo Histórico do LNEG[6]). Na segunda metade da década de 1860, Nery Delgado ter-se-á dedicado essencialmente à conclusão deste estudo, recolhendo mais exemplares na Serra do Buçaco entre Fevereiro e Dezembro de 1868. Com a dissolução da CGR em Dezembro de 1868, vários trabalhos em curso foram interrompidos, entre os quais este estudo que, segundo Leitão (2004), apenas aguardava a impressão das estampas para ser publicado.

Dissolvida a CGR, todo o seu espólio foi incorporado no Museu Nacional (atual Museu Nacional de História Natural e da Ciência; Capítulo 7). Foi remetido um ofício a Nery Delgado ordenando a devolução de quaisquer documentos ou objetos pertencentes à dissolvida comissão. No entanto, o geólogo advertiu que não entregaria os seus diários, carteiras de viagem, minutas de campo e cadernos de apontamentos contendo listas e descrições de fósseis, por os considerar sua propriedade intelectual (Leitão, 2004). Delgado não chegou a publicar este estudo, e até à presente data, nem este, nem os desenhos de Manoel de Barros, constam nas coleções já catalogadas do arquivo histórico do autor no LNEG (Carneiro, 2012, com. pessoal) ou nos arquivos do antigo Museu Nacional.

6.3.3. Nery Delgado e as trilobites do Ordovícico Superior português

Um ano após a dissolução da CGR, Delgado (1870) publicou uma lista geral dos fósseis do Ordovícico que identificara enquanto trabalhador daquela instituição. Pretendendo apresentar apenas os resultados do seu estudo, optou por não considerar os taxa identificados em trabalhos anteriores (Sharpe, 1849; Ribeiro, 1853). De entre 98 espécies fósseis listadas como ocorrendo nas sequências sedimentares de idade ordovícica, 27 correspondem a trilobites, e destas, pelo menos sete corresponderão a material do Ordovícico Superior (Tab. 6.1). *Illaenus* sp. foi deixada em nomenclatura aberta, com a indicação de poder ser uma espécie nova, o que mais tarde se verificou (*Illaenus loredensis* Delgado, 1897). O autor considerou o xisto a rocha mais fossilífera e afirma que as trilobites são o grupo fóssil mais abundante nas rochas do Ordovícico, sendo extremamente raras em rochas de outras idades.

Durante as décadas de 1870 e 1880, não foram publicados mais dados sobre este grupo fóssil, mas consultando as coleções do Museu Geológico de Lisboa (LNEG) sabe-se que Nery

[5] Relatorio do Instituto Geographico — oitava classe, Trabalhos geologicos — 3 de Dezembro de 1866, Boletim do MOPCI, 9 (1867), 253-256 (254).
[6] Relatorio do Instituto Geographico — oitava classe, Trabalhos geologicos — 3 de Dezembro de 1866, Boletim do MOPCI, 9 (1867), 253-256 (254).

Delgado, então ao serviço da Secção dos Trabalhos Geológicos, continuou a recolha e identificação de exemplares de trilobites do Ordovícico Superior.

Apenas no início da década de 1890, Delgado (1892, p. 6), já como diretor da Comissão dos Trabalhos Geológicos, apresentou novos dados sobre esta temática, referindo que à exceção de *Lichas (Uralichas) ribeiroi* Delgado, 1892 e *Lichas heberti* Rouault, 1849 as espécies do género *Lichas*:"(…) occupam todas o tecto do andar da fauna segunda, n'uma camada em que aparecem misturadas as espécies d'esta fauna com algumas da fauna terceira, estando d'esta forma representado no Bussaco, a nosso ver, o fenómeno colonial da Bohemia (…)". A Teoria das Colónias, proposta por Joachim Barrande, diz respeito à intercalação de fósseis estratigraficamente mais recentes em rochas mais antigas, contrariando o princípio de William Smith e adotando uma posição fixista. Este facto foi interpretado por Barrande como resultado de "migrações" de organismos de uma região para outra. Delgado terá discutido as associações deste nível do Buçaco com o próprio Barrande, numa viagem que efetuou a Praga no princípio da década de 1880 (Carneiro, 2001). Embora ambos concordassem que os dados portugueses apoiariam a teoria de Barrande, Nery Delgado, seguidor das teorias evolucionistas, pensava que esta teoria poderia ser inclusive um argumento a favor do transformismo.

Cinco anos depois, Delgado (1897) publicou uma extensa lista de fósseis do Ordovícico do Buçaco, apresentada como incompleta, contendo já informação estratigráfica que lhe permitiu identificar as unidades hoje atribuídas ao Ordovícico Superior. Considerando os "Grés de Loredo", "Schistos de *Dalmanites Dujardini*" e "Schistos Impuros Diabásicos" como correspondentes a níveis desta série, o autor identificou 23 espécies de trilobites (Tab. 6.1), das quais seis são novas: *Areia bussacensis* Delgado, 1897; *Bronteus choffati* Delgado, 1897; *Calymene costai* Delgado, 1897; *Cheirurus bocagei* Delgado, 1897; *Illaenus loredensis* Delgado, 1897 e *Proetus loredensis* Delgado, 1897. Como meras citações, sem qualquer descrição ou figura, todas são consideradas *nomina nuda*. As designações escolhidas por Nery Delgado têm um vínculo claro à zona geográfica de onde provêm os espécimes correspondentes (*A. bussacensis* e *I. loredensis* relativos à região de Buçaco e à localidade de Louredo, respetivamente) e a cientistas por ele reconhecidos (*B. choffati*, *Calymene costai* e *Cheirurus bocagei*, relativos a Paul Choffat, Francisco António Pereira da Costa e José Vicente Barbosa du Bocage, respetivamente). Neste estudo, é comum a escolha por Delgado (1897) do nome da espécie de trilobite mais característica de determinados níveis para a designação das unidades estratigráficas que os incluem (e.g. Schistos de *Homalonotus rarus* e Schistos de *Dalmanites Dujardini*), demonstrando a utilidade biostratigráfica que este grupo teve para o autor estabelecer aquela que é a primeira estratigrafia de detalhe das sequências ordovícicas portuguesas.

No final do século XIX, alguns paleontólogos estrangeiros, com base nas listas de Delgado (1870, 1892, 1897), mencionaram a similaridade entre as associações de trilobites ordovícicas de Portugal e do Maciço Armoricano (e.g. Oehlert, 1895; Kerforne, 1901).

Algo que fica claro na listagem de fósseis de Delgado (1897) é a particularidade da associação da unidade mais recente,"Schistos Impuros Diabásicos", que fora motivo de evocação da Teoria das Colónias anteriormente (Delgado, 1892). Nesta unidade surgem vários taxa novos, pertencentes a famílias taxonómicas até então ausentes nos níveis Ordovícicos do Buçaco. Posteriormente, Delgado (1901) enfatizou esse facto, mas interpretou

o fenómeno já com outra perspetiva. Considerando que o final da "Época ordoviciana" em Portugal é conturbado ao nível de fenómenos físicos, defendeu que essas modificações não foram inocentes nas condições biológicas do meio e que o aparecimento da nova fauna é uma prova e anúncio da extinção da "Fauna Segunda" que ocorre pouco depois. Justificou este aparecimento com a possibilidade de: "(…) *les mouvements du sol qui accompagnèrent l'émission diabasique, concomitante à l'apparition de ces espèces, ont produit la rupture de quelques isthme ou la suppression de quelque obstacle physique qui, auparavant, rendait les deux faunes indépendantes*" (Delgado, 1901, p. 216). Nery Delgado estava correto, dentro do que o conhecimento geológico do final do século XIX permitia deduzir. Efetivamente, a tectónica de placas (cujo modelo era desconhecido à data) e as oscilações eustáticas que ocorreram durante a última época ordovícica, conduziram à forte diminuição do endemismo, com padrões de migração complexos (Whittington & Hughes, 1972).

No seu importante trabalho sobre as sequências sedimentares de idade ordovícica e silúrica portuguesas, Delgado (1908) apresentou novos dados, contendo nova lista de trilobites que incluiu a última série ordovícica nas regiões de Buçaco e Amêndoa. Identificou um total de 32 espécies de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco (Tab. 6.1), das quais oito são novas, embora apenas duas destas não constassem na lista anterior de fósseis desta região (Delgado, 1897): *Cheirurus venceslasi* Delgado, 1908 e *Illaenus lorioli* Delgado, 1908 (em homenagem a Venceslau de Sousa Pereira de Lima e Charles Louis Perceval de Loriol Le Fort, respetivamente). Também um novo género é listado, *Choffatia* Delgado, 1908 (em homenagem a Paul Choffat), com base em exemplares anteriormente atribuídos ao género *Bronteus* Rafinesque, 1815 (Delgado, 1897). Para a região de Amêndoa-Mação, Delgado (1908) identificou um total de 31 espécies de trilobites atribuíveis a níveis do Ordovícico Superior, das quais duas são novas, comuns ao Sinclinal de Buçaco: *Areia bussacensis* Delgado, 1908 e *I. loredensis* Delgado, 1908. Considerando ambas as regiões, Delgado (1908) identificou um total de 52 espécies de trilobites do Ordovícico Superior português, sendo dez novas, duas das quais deixadas em nomenclatura aberta (Tab. 6.1). Uma vez mais, o autor não descreveu nem figurou exemplares de nenhum dos novos taxa que estabeleceu, pelo que são considerados *nomina nuda*. Pontualmente acrescentou pequenos detalhes, como dados dimensionais ou relativos a estádios ontogénicos, mas sempre de um modo muito abreviado (Fig. 7.2f,g).

6.3.4. O período pós-Nery Delgado

Após a morte de Nery Delgado, os estudos das trilobites do Ordovícico português ficaram estagnados durante várias décadas, coincidindo com uma paragem no trabalho científico direcionado para os terrenos paleozoicos portugueses. No entanto, durante este intervalo, trilobites portuguesas de outros períodos geológicos, nomeadamente do Silúrico e do Devónico, foram estudadas por paleontólogos estrangeiros (Priem, 1910; Pruvost, 1912; 1914).

Foi João Carrington da Costa (1891-1982; Fig. 2.6) quem retomou os estudos do Ordovícico português, primeiro restringindo-se ao Anticlinal de Valongo (Costa, 1929) e posteriormente, alargando os seus interesses, ao Paleozoico de todo o país, numa síntese

crítica do conhecimento geológico deste Eratema (Costa, 1931). Costa não deixou, porém, explícito até que ponto as suas listagens fossilíferas demonstram trabalho inédito ou apenas citação das listas de Delgado (1908). Mantém as identificações deste autor, notando-se algum esforço no sentido de atualizar a taxonomia, ao corrigir o nome genérico de *Dalmanites* Barrande, 1852 para *Dalmania* Emmrich, 1844, embora a posteriori a prioridade histórica de *Dalmania* tenha sido desconsiderada dada a larga divulgação do nome *Dalmanites*.

A década de 1940 assistiu a um conjunto de estudos taxonómicos dedicados em exclusivo a trilobites portuguesas. Carrington da Costa interessou-se particularmente pelo grupo extinto de artrópodes, mas nos seus trabalhos dedicados aos homalonotídeos e calimenídeos portugueses acabou por focar-se essencialmente nos espécimes das duas primeiras séries ordovícicas, não acrescentando dados inéditos nem figurando exemplares do Ordovícico Superior (Costa, 1940, 1942). A inexistência de uma escola de Paleontologia em Portugal e a formação de base de Carrington da Costa mais direcionada para a Geologia Regional, terão sido fatores limitadores ao desenvolvimento dos seus estudos taxonómicos.

Em 1947, pelas mãos de Décio Thadeu (1919-1995; Fig. 2.7), foi publicado o primeiro trabalho sistemático dedicado exclusivamente a trilobites do Ordovícico Superior português. Thadeu (1947) estudou as trilobites dos "Xistos Diabásicos" de Louredo, pertencentes à coleção de Nery Delgado, sem recolher novos exemplares, e contou com algum apoio do geólogo Marcel Thoral (1900-1956) da Universidade de Lyon (França). Identificou, embora mantendo quase sempre as designações de Delgado (1908), um total de 18 espécies de trilobites (Tab. 6.1), das quais seis são estabelecidas validamente como novas (identificadas previamente por Delgado mas dadas como *nomina nuda*): *Illaenus loredensis* Thadeu, 1947; *Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947; *Pharostoma costai* Thadeu, 1947; *Proetus loredensis* Thadeu, 1947; *Cheirurus* (?) *bocagei* Thadeu, 1947 e *Cheirurus* (?) *venceslasi* Thadeu, 1947. *Delgadoa* Thadeu, 1947 é estabelecido como novo género, em substituição de *Choffatia* Delgado, 1897; dada a perda de prioridade histórica considerada por Thadeu para o género de plantas *Choffatia* Saporta, 1892. *Delgadoa* Saporta, 1891 foi sinonimizado com *Delgadopsis* Saporta, 1891; sendo *Delgadoa* Thadeu, 1947 um género de trilobite válido. No entanto, segundo o ICZN, o facto de determinado nome ser considerado um género válido de plantas segundo o Código Internacional de Nomenclatura Botânica, não invalida a sua utilização como género de animais. De todas as formas, o facto de *Choffatia* ser também um género de amonites (Siemiradzki, 1898), ainda que não mencionado por Thadeu (1947), tornava de facto este nome indisponível.

Nesta revisão das trilobites de Louredo, Thadeu (1947) deixou por formalizar *Areia bussacensis*, uma espécie apresentada como nova por Delgado (1908), mas identificada por Thadeu como *Cheirurus gelasinosus* (Portlock, 1843). Relativamente à nova espécie de Delgado *Proetus loredensis*, Thadeu (1947) optou por manter esta designação, embora sugira que deverão corresponder a um novo género, o que mais tarde se verifica (Owens & Hammann, 1990 atribuem a espécie ao género *Radnoria* Owens & Thomas, 1975).

Décio Thadeu foi o primeiro autor a descrever e figurar espécimes de trilobites do Ordovícico Superior português, incluindo três estampas com um total de 41 imagens (Fig. 6.4). Neste trabalho, Thadeu (1947) baseou-se apenas na coleção paleontológica principal de Delgado, deixando de fora a revisão dos espécimes depositados nas coleções de estratigrafia. O autor efetuou este estudo num período de tempo muito curto, durante parte do único ano em

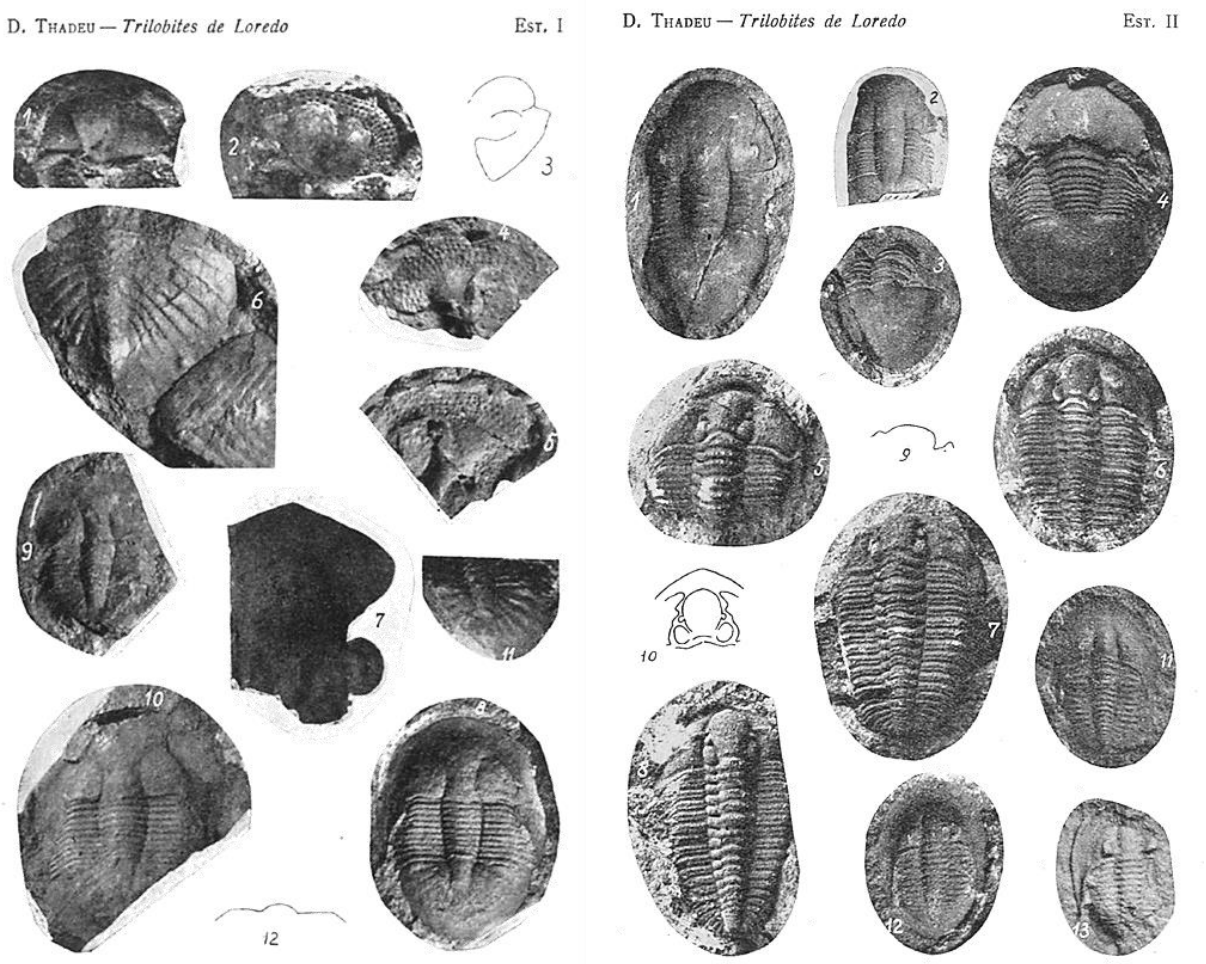


Figura 6.4. Trilobites do Ordovícico Superior da Formação Porto de Santa Anna da região de Buçaco (estampas I e II de Thadeu, 1947).

que está ligado aos Serviços Geológicos de Portugal, antes de chefiar o Couto Mineiro da Panasqueira (Aires-Bairros, 1997). Deixa assim por rever a maioria dos exemplares destas coleções pertencentes aos "Xistos Diabásicos" de Louredo (Buçaco), mas sem detrimento para as breves conclusões que efetua. Décio Thadeu revê ainda os calimenídeos das coleções de Nery Delgado, mas à semelhança de Costa (1940, 1942), deixa de parte os espécimes do Ordovícico Superior (Thadeu, 1949).

Em 1950, ainda com os estudos de Nery Delgado por base, Costa (1950) preferiu interpretar a abundância de fósseis e a particularidade da orictocenose dos "Xistos Diabásicos" como resultado do próprio fenómeno eruptivo, que causaria uma mortalidade elevada e geraria sedimentos abundantes que favoreceram a fossilização. Carrington da Costa ignorou, porém, o motivo principal deste facto tanto ter intrigado Delgado, o aparecimento repentino de um grande número de novos taxa, fenómeno que o evento eruptivo não justifica por si só. No ano seguinte, resultado do estudo de outras sequências ordovícicas da Zona Centro-Ibérica portuguesa, Thadeu (1951) identificou pela primeira vez trilobites do Ordovícico Superior numa região não estudada por Nery Delgado, o "afloramento de Fajão a Sarnadas", Sinclinal de Fajão-Moradal. Embora apenas tenha recolhido um fragmento de trilobite que atribuiu ao género *Dalmanites*, esta identificação, a par com a posição estrutural, permitiu-lhe datar os níveis em que ocorre como "Caradociano".

Durante várias décadas após os estudos e morte de Nery Delgado, o conhecimento do Paleozoico português permanecia intrinsecamente ligado ao legado do cientista. Mesmo os autores que se dedicaram ao estudo dos terrenos deste Eratema basearam as suas sínteses e organizaram os seus trabalhos de acordo com o esquema de Delgado (1908). Em 1955, Carlos Teixeira redigiu apontamentos sobre o Silúrico português, nos quais incluiu listas de trilobites, por unidade bio-litoestratigráfica e região, mas à semelhança do que fizera Costa (1931), também Teixeira (1955) transcreveu na íntegra os dados paleontológicos de Delgado (1908). O comum acréscimo de indicações pessoais chama a atenção para pormenores já referidos por Costa (1931, 1950): o autor considerou a existência de *Neseuretus tristani* Brongniart *in* Desmarest, 1822 e de *Coplacoparia tournemini* Rouault, 1847 nos níveis acima da Camada Favaçal, detalhadamente datada do Berouniano médio (Young, 1985). É consensual o desaparecimento dos géneros *Neseuretus* e *Placoparia* na Península Ibérica e restantes áreas do domínio peri-gondwânico ordovícico, no topo do Dobrotiviano (Rábano, 1989b,c; Bergström *et al*., 2009). Se a identificação de *N. tristani* poderia resultar de um equívoco com outro calimenídeo existente nesses níveis (*Colpocoryphe grandis*), *Placoparia* dificilmente seria confundida com outro género. Esta indicação deverá, portanto, resultar de um equívoco na interpretação dos cortes estratigráficos de Delgado, já que os mesmos foram detalhadamente revistos e a ocorrência estratigraficamente mais recente de *Coplacoparia* é da Formação Carregueira (camada 17 do Corte do Zuvinhal; Capítulo 5). Embora Delgado coloque a base dos seus "Grés de Loredo" como sendo a camada 17 do Corte do Zuvinhal, esta ainda corresponde à Formação Carregueira, sendo a Camada Favaçal apenas descrita na camada sobrejacente (16).

Na sequência dos trabalhos de cartografia na região da Beira Baixa, Perdigão (1971; est. I, fig. 1) identificou trilobites nos níveis do Ordovícico Superior dos sinclinais de Fajão-Moradal e de Penha Garcia (Tab. 6.1), sendo estas um forte argumento para a sua datação dos níveis nos quais as recolhe. Figura os espécimes encontrados, embora com uma qualidade muito limitada.

6.3.5. As contribuições estrangeiras na segunda metade do século XX

A partir da década de 1960, o estudo das trilobites do Ordovícico Superior português foi desenvolvido essencialmente por geólogos estrangeiros (Fig. 6.5). Num estudo dedicado aos cheirurídeos da Bohemia, Přibyl & Vaněk (1964), embora baseados apenas na descrição e figuras de Thadeu (1947), consideraram que *Areia bussacensis* é efetivamente uma espécie nova, como sugerira Delgado (1908), mas deixaram o estabelecimento formal para os cientistas portugueses. Passados 50 anos a espécie permanecia inválida por falta de formalização (Hammann & Leone, 2007), sendo definida neste trabalho (Capítulo 8).

O interesse de Décio Thadeu pelas trilobites do Ordovícico do Buçaco manteve-se e juntamente com um especialista francês do grupo, Jean-Louis Henry, iniciaram uma série de trabalhos nessa região. Os seus estudos enfocaram sobretudo a Camada Favaçal e as formações Cabril e Carregueira, comparando-as com os níveis correlacionáveis da Península do Crozon (Bretanha, França). Identificaram algumas espécies, abandonando as designações clássicas, mas não efetuaram descrições nem figuraram exemplares da última série ordovícica

(Henry & Thadeu, 1971; Henry *et al*., 1974; Henry *et al*., 1976). Analisaram os trinucleídeos (*Deanaspis seunesi* neste trabalho) da Formação Louredo, admitindo que Delgado (1908) os confundira com *Marrolithus bureaui* (Oehlert, 1895), espécie que não identificam e cuja sub-biozona por ela definida consideraram ausente na sequência de Buçaco (Henry *et al*., 1974). Posteriormente, vários autores corroboraram a aparente ausência de *M. bureaui* no Ordovícico português (Hammann, 1976; Young, 1985, 1988) e referiram a necessidade de revisão deste grupo em Portugal (Pillet, 1990; Hammann & Leone, 1997), efetuada no presente trabalho (Capítulo 8).

A década de 1980 assistiu a vários trabalhos importantes. O estudo estratigráfico inédito da sequência ordovícica da região entre Figueiró dos Vinhos e Dornes permitiu a Cooper (1980) identificar cinco espécies de trilobites do Ordovícico Superior da região (Tab. 6.1), a maioria assinalada pela primeira vez em Portugal. O autor descreveu e figurou vários espécimes.

No mesmo ano, Henry (1980a, b) confirmou a presença de exemplares do género *Plaesiacomia* na Formação Louredo da região de Buçaco, considerando que estes correspondem a uma espécie nova. Porém, opta por deixar a sua identificação em nomenclatura aberta (*Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara; Plaesiacomia robardeti* n. sp., no presente trabalho, Capítulo 8). O estado não deformado destes exemplares, preservados em nódulos, leva o autor a eleger espécimes portugueses para completar a descrição da nova espécie em níveis correlacionáveis franceses, figurando vários espécimes do Buçaco. Estudou também espécimes de *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) provenientes da mesma formação.

O britânico Michael Romano, que se interessara primeiramente pelas trilobites do Ordovícico Médio de Valongo (e.g. Romano, 1975, 1976, 1980), reviu os odontopleurídeos portugueses das coleções do Museu Geológico de Lisboa, identificando a ocorrência de um novo género no Berouniano de Mação, *Primaspis* Richter & Richter, 1917 (*Primaspis* sp.; Romano, 1982a; *Primaspis romanoi* n. sp. no presente trabalho, Capítulo 8). No mesmo ano, Romano & Henry (1982) estabeleceram formalmente uma nova espécie, dedicada a Mação, com base em exemplares do Ordovícico Superior desta região (*Eoharpes macaoensis* Romano & Henry, 1982). Quer o registo da ocorrência de *Primaspis* sp., quer a formalização de *E. macaoensis* foram baseados em material da coleção de Nery Delgado (Delgado, 1908).

Em 1985, Tim Young efetuou uma revisão profunda da estratigrafia do Ordovícico Superior de Portugal central (Young, 1985). Apesar de essa não ser a sua intenção inicial, optou por incluir um capítulo com a sistemática de alguns grupos desses níveis, incluindo o das trilobites. Identificou um total de 31 espécies de trilobites (Tab. 6.1), 20 na sequência do Sinclinal de Buçaco, 13 no setor de Mação do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, cinco no setor de Dornes do mesmo sinclinal, duas no Sinclinal de Penha Garcia e apenas uma no Sinclinal de Fajão-Moradal. Morfologicamente descreveu apenas os trinuclídeos, embora teça algumas considerações para os restantes taxa e figure exemplares da sua quase totalidade. Muitos dos espécimes estudados e figurados pertencem às coleções do Museu Geológico de Lisboa.

Durante a década de 1980, o conhecimento das trilobites do Ordovícico Superior foi exponenciado, sendo Romano (1991) quem encerra este ciclo de contribuição de autores estrangeiros para o tema, com um trabalho sistemático dedicado às trilobites do Ordovícico português. Essencialmente focado nos espécimes do Ordovícico Médio, este estudo

sistemático incluiu cinco espécies do Ordovícico Superior (Tab. 6.1), das quais quatro são descritas, sendo uma destas estabelecida como nova, *Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991 (dedicada ao Rio Tejo, que drena a região a sul de Mação). O autor figurou espécimes de todas as espécies descritas neste trabalho. Michael Romano (comunicação pessoal, 2012) tencionava publicar mais dados sobre as trilobites do Ordovícico Superior português, que não chegou a divulgar. Entre estes, incluía-se a formalização de uma nova espécie do género *Phillipsinella*, com base em exemplares provenientes da Formação Porto de Santa Anna da região de Buçaco (*Phillipsinella lusitanica* n. sp., neste trabalho; Capítulo 8).

6.3.6. O estudo das trilobites do Ordovícico Superior português na transição para o século XXI

Após a prolífica década de 1980, o estudo das trilobites do Ordovícico Superior português voltou a um período de escassez de resultados (Fig. 6.5). Num estudo dedicado à Formação Cabeço de Peão (Berouniano) do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, Romão *et al*. (1995) listaram as trilobites dos níveis da Camada Favaçal e do Membro Queixopêrra. Identificaram um total de nove espécies para a primeira unidade e 17 para a segunda, deixando sete e nove, respetivamente, em nomenclatura aberta (Tab. 6.1). Apresentaram apenas uma listagem das espécies identificadas, sem qualquer vínculo de sinonímia aos estudos anteriores e assinalaram pela primeira vez a ocorrência do género *Panderia* no Ordovícico Superior português (*Armoricania* n. gen.; no presente trabalho, Capítulo 8). Posteriormente, Romão (2000) apresentou a mesma lista para estes níveis, acrescentando seis espécies, três em nomenclatura aberta, do Membro Carregueira.

Os trabalhos biostratigráficos nos depósitos do Ordovícico do Nordeste de Portugal, permitiram a Sá (2005) identificar pela primeira vez trilobites em níveis do Ordovícico Superior nas sequências ordovícicas de Trás-os-Montes. Embora os seus fósseis sejam extremamente raros, identificou duas espécies na Formação Chão do Amieiral, uma das quais foi considerada nova, mas permanece em nomenclatura aberta – *Actinopeltis sp. n*. Estes dados seriam posteriormente revistos por Sá & Rabano (2010), que identificaram a espécie *Lichas vinassai* Hammann & Leone, 2007.

Embora apenas tenha estudado alguns exemplares de *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) da região de Mação, Bruton (2008) confirmou a sua identidade específica num trabalho sistemático de revisão do género.

Com um caráter mais voltado para o público geral, Guy & Lebrun (2010) dedicaram um trabalho às trilobites do Ordovícico de Valongo, Arouca, Buçaco e Mação, focando níveis do Ordovícico Superior apenas na última região. Identificaram dez espécies no Membro Queixopêrra e apenas uma na Camada Favaçal (Tab. 6.1). Figuraram-nas e teceram alguns comentários interessantes, embora não seja um trabalho sistemático nem descritivo. Os autores puseram em causa a validade de *Eoharpes macaoensis*, considerando-a conspecífica com *E. cristatus*, e consideraram, embora com dúvida, que o panderiídeo de Mação é *P. beaumonti* (Rouault, 1847), uma trilobite muito comum no Dobrotiviano de Espanha e França, mas extremamente rara nos níveis da mesma idade de Valongo (única região onde foram encontrados exemplares da espécie em Portugal em níveis desta idade). Neste estudo,

Guy & Lebrun (2010) indicaram ainda pela primeira vez a presença de *Ectillaenus giganteus* (Burmeister, 1843) no Ordovícico Superior de Portugal, espécie que se considera restrita aos depósitos dos duas primeiras séries ordovícicas (Rábano, 1989c). Este registo, porém, corresponde a um espécime proveniente de depósitos do Ordovícico Médio.

6.4. Estado do conhecimento em 2012

Nesta secção é dado a conhecer o estado do conhecimento relativo às trilobites do Ordovícico Superior de Portugal à data do início dos trabalhos no âmbito do presente estudo.

Até 2012, um género (*Delgadoa* Thadeu, 1947) e seis espécies novas [*Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991; *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947); *Delgadoa loredensis* (Thadeu, 1947); *Eoharpes macaoensis* Romano & Henry, 1982; *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947); *Radnoria loredensis* (Thadeu, 1947)], enquanto taxa atualmente válidos, tinham sido estabelecidos com base em espécimes de trilobites do Ordovícico Superior português. No entanto, outras quatro foram sido citadas e discutidas como correspondendo a novas formas de géneros conhecidos, mas careciam de estabelecimento formal: *Areia bussacensis*, *Phillipsinella* sp. n., *Plaesiacomia* sp. n. aff. *rara* e *Actinopeltis?* sp. n. Conjuntamente, grupos como os dos trinucleídeos, dalmanitídeos, lichídeos, illaenídeos e cheirurídeos requeriam revisão profunda, dado terem sido continuamente alvo de identificações muito díspares.

Compilaram-se um total de 92 referências prévias que, de algum modo, referem as trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa. Os estudos em que são originalmente identificados, descritos e/ou figurados espécimes do Ordovícico Superior português são, todavia, poucos. Entre 1850 e 2010 publicou-se um total de 24 trabalhos cumprindo estes requisitos, elencando um total de 53 taxa específicos distintos (Tab. 6.1), considerando os definidos em nomenclatura aberta e após excluir as sinonímias possíveis (Ribeiro, 1853; Delgado, 1870, 1897, 1908; Thadeu, 1947, 1951; Perdigão, 1971; Henry & Thadeu, 1971; Henry *et al*., 1974, 1976; Henry, 1980a,b; Cooper, 1980; Romano, 1982a, 1991; Romano & Henry, 1982; Young, 1985; Romão *et al*., 1995; Romão, 2000; Sá, 2005, 2006; Bruton, 2008; Guy & Lebrun, 2010 e Sá & Rábano, 2010). Destes, apenas oito correspondem a estudos sistemáticos *s.s.* (Thadeu, 1947; Henry, 1980a; Cooper, 1980; Romano, 1982, 1981; Romano & Henry, 1982; Young, 1985 e Sá, 2005), todos restritos a nível taxonómico, estratigráfico e/ou regional.

A ausência de descrições, ilustrações e de vínculo claro aos resultados dos estudos anteriores, dificultou o estabelecimento de sinonímias entre os diferentes autores. Dos 63 taxa distintos considerados, 18 foram apenas citados nas listagens de Delgado (1897, 1908), sem qualquer referência ou sinonímia posterior. Outros três foram apenas referidos por Perdigão (1971) e não revistos até ao presente trabalho. Ficam reduzidos a 36 os taxa cuja identidade foi repetidamente comprovada em vários trabalhos até 2012.

À parte destes trabalhos sistemáticos, existem outros estudos geológicos, biostratigráficos, paleobiológicos, paleogeográficos ou taxonómicos, que apoiam as suas conclusões em dados sobre trilobites procedentes do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, como são as 16 contribuições de Oehlert (1895), Kerforne (1901), Stetson (1927), Costa

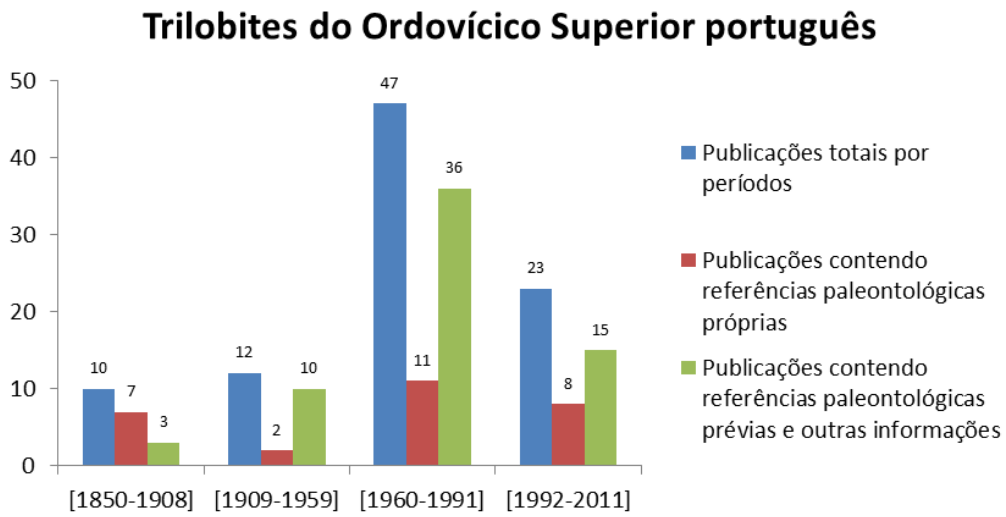


Figura 6.5. Publicações relativas às trilobites do Ordovícico Superior português por períodos da história do seu estudo.

(1931), Stubblefield (1939), Costa (1950), Kielan (1959), Coates (1967), Destombes (1967), Hughes *et al.* (1975), Bruton & Henry (1978), Elaouad-Debbaj (1978), Paris (1979), Henry (1980b), Snajdr (1984), Young (1989), Sá (2006) e Soares *et al.* (2007). Outros 23 contribuíram com dados importantes, comentários, ou outro tipo de informação breve mas inédita (Přibyl & Vaněk, 1964; Hammann, 1974, 1992; Romano & Diggens, 1974; Ingham, 1977; Owen, 1977; Hammann *et al.*, 1986; Hammann & Rábano, 1987; Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Owen & Ingham, 1988; Rábano, 1989a; Owens & Hammann, 1990; Tauber & Reis, 1994; Couto *et al.*, 1997; Tauber *et al.*, 1997; Hammann & Leone, 1997, 2007; Vaněk, 2001; Vaněk & Valíček, 2001; Bruthansová, 2003; Jell & Adrain, 2003; Adrain & Tetreault, 2005 e Sá *et al.*, 2008).

Dos restantes trabalhos examinados como antecedentes, 26 contêm somente citações de trilobites do Ordovícico Superior português, sem descrições ou figuras, correspondendo normalmente a listas de sinonímias, muitas com atualização taxonómica (Costa, 1940; Costa, 1942; Thadeu, 1949, 1956; Whittard, 1960; Curtis, 1961; Dean, 1966; Pillet & Robardet, 1968; Arnaud & Pillet, 1971; Přibyl & Vaněk, 1972; Hammann, 1974, 1976, 1983, 1992; Mitchell, 1974; Henry, 1980a; Romano, 1980; Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Owen & Ingham, 1988; Young, 1988; Rábano, 1989a; Owens & Hammann, 1990; Pillet, 1990; Hammann & Leone, 1997, 2007; Vaněk & Vokáč, 1997 e Romão, 2006).

Deve-se ressaltar ainda um conjunto de estudos onde se mencionam exclusivamente listas de trilobites, em sínteses dos materiais ordovícicos, selecionando espécies para cada área e intervalo de tempo, enfatizando a sua utilidade biostratigráfica. Entre estes, mencionam-se Costa (1931), Teixeira (1955, 1960, 1981), Teixeira & Gonçalves (1980), Hammann *et al.* (1982), Romano (1982b) e Sá *et al.* (2011).

Tabela 6.1. Sinonímia entre os termos taxonómicos adotados por diferentes autores. Foi mantida a grafia original, embora se tenha abreviado o nome genérico e/ou sub-genérico quando necessário. Foram incluídos os estudos taxonómicos inéditos e os estudos que incluíram trilobites do Ordovícico Superior português em listas de sinonímia de espécies descritas noutras regiões/níveis.

Autores / Taxa	Ribeiro (1853)	Delgado (1870)	Delgado (1897)	Delgado (1908)	Thadeu (1947)	Thadeu (1956); Whittard (1960); Curtis (1961); Pillet & Robardet (1968)	Arnaud & Pillet (1971); Perdigão (1971); Pribyl & Vanek (1972); Henry et al. (1974); Hammann (1974)	Hammann (1976); Henry (1980a,b); Cooper (1980)	Romano (1980); Romano (1982a); Romano & Henry (1982); Hammann (1983)	Young (1985)	Gutiérrez-Marco & Rábano (1987); Rábano (1989); Owens & Hammann (1990); Pillet (1990); Romano (1991); Hammann (1992)	Romão et al. (1995); Romão (2000)	Hammann & Leone (1997); Sá (2005, 2006); Hammann & Leone (2007); Bruton (2008)	Guy & Lebrun (2010); Sá & Rábano (2010)	NESTE TRABALHO
1	*Phacops Dujardini*	*Dalmanites Dujardini*	*Dalmanites Dujardini*	*Dalmanites Dujardini*			*Crozonaspis dujardini*	*Crozonaspis dujardini*		*Crozonaspis dujardini*		*Crozonaspis* cf. *dujardini*			*Crozonaspis dujardini*
2	*Phacops proaevus*	*Dalmanites socialis*	*Dalmanites socialis* (*partim*)	*Dalmanites socialis*						*Dalmanitina (Dalmanitina) philippoti*					*Dalmanitina philippoti*
3										*Dalmanitina (D.)* n sp. aff. *acuta*		*Dalmanitina* sp.			*Dalmanitina rabanoae* n. sp.
4	*Trinucleus Pongerardi*	*Trinucleus Goldfussi*	*Trinucleus Goldfussi*	*Trinucleus Goldfussi*						*Deanaspis seunesi?/Onnia* sp. A					*Deanaspis seunesi*
5		*Dalmanites Phillipsi*	*Dalmanites Phillipsi*	*Dalmanites Phillipsi*			*Dalmanitina phillipsi*								*Kloucekia* sp./*Phacopidina armoricana*
6		*Dalmanites* sp.		*Dalmanites* cf. *Angelini*	*Dalmanites Angelini*		*Eudolatites (E.) sumptuosus*			*Eudolatites* sp. B	*Eudolatites (Eudolatites) flavus*		*Eudolatites flavus*		*Eudolatites* aff. *angelini*
7		*Calymene pulchra*		*Calymene pulchra*		*Pharostoma pulchrum*				*Prionocheilus* cf. *pulcher*	*Prionocheilus* cf. *pulcher*	*Prionocheilus* cf. *pulcher*		*Prionocheilus* cf. *pulcher*	*Prionocheilus verneuili*
8		*Illaenus* sp.	*Illaenus Loredensis*	*Illaenus Loredensis*	*Illaenus loredensis*					*Ectillaenus? loredensis*					*Cekovia loredensis*
9			*Areia Bussacensis*	*Areia Bussacensis*	*Cheirurus gelasinosus*					*Areia?* sp.					*Areia bussacensis*
10			*Asaphus nobilis*	*Asaphus nobilis*	*Asaphus nobilis*	*Pseudobasilicus nobilis*				*Nobiliasaphus* sp. B	*Nobiliasaphus nobilis*				*Nobiliasaphus katianus* n. sp.
11			*Bronteus Choffati*	*Choffatia Loredensis*	*Delgadoa loredensis*					*Delgadoa loredensis*					*Delgadoa loredensis*
12			*Calymene Aragoi (partim)*	*Calymene Aragoi* (*partim*)			*Colpocoryphe lennieri*	*Colpocoryphe* cf. *lennieri*		*Colpocoryphe grandis*	*Colpocoryphe grandis/ Colpocoryphe* sp.	*Colpocoryphe grandis*		*Colpocoryphe grandis*	*Colpocoryphe grandis*
13			*Calymene Costae*	*Calymene Costai*	*Pharostoma Costai*			*Prionocheilus costai*	*Prionocheilus costai*	*Prionocheilus costai*	*Prionocheilus costai*				*Prionocheilus costai*
14			*Cheirurus claviger*	*Cheirurus claviger*		*Eccoptochile mariana*	*Eccoptochile mariana*	*Eccoptochile (E.)* cf. *clavigera*	*E. (E.) clavigera*	*E. (E.)* cf. *clavigera*		*Eccoptochile clavigera*		*E.* cf. *clavigera*	*Eccoptochile clavigera*
15					*Cheirurus claviger*			*Eccoptochile ? impedita*	*E.(E.) almadenensis ?*	*E. (E.)* aff. *clavigera*					*Eccoptochile impedita*
16			*Cheirurus gryphus*	*Cheirurus gryphus*											*Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*
17			*Cheirurus Bocagei*	*Cheirurus Bocagei*	*Cheirurus (?) Bocagei*					*Pseudosphaerexochus?* sp. A					*Actinopeltis bocagei*
18			*Cheirurus* aff. *verrucosus*	*Cheirurus* aff. *verrucosus*	*Cheirurus* aff. *verrucosus*										
19			*Cheirurus* aff. *Tumescens*	*Cheirurus* cf. *tumescens*	*Cheirurus* aff. *completus*										
20			*Illaenus* aff. *Murchisoni*	*Illaenus* aff. *Murchisoni*											*Armoricania* sp. indet.
21			*Lichas* aff. *incola*	*Lichas* cf. *incola*	*Lichas* aff. *incola*					Lichids indet.					*Lichas lusitanica* n. sp.
22			*Lichas* aff. *convexus*	*Lichas* aff. *convexus*	*Lichas* aff. *convexus*					Lichids indet.					*Lichas loredensis* n. sp.
23			*Proetus Loredensis*	*Proetus Loredensis*	*Proetus loredensis*					*"Proetus" loredensis*	*Radnoria loredensis*				*Radnoria loredensis*
24			*Phillipsia parabola*	*Phillipsia parabola*						*Phillipsinella* sp. indet.					*Phillipsinella lusitanica* n. sp.
25			*Placoparia Zippei*	*Placoparia Zippei*		*Placoparia tournemini*									*Coplacoparia* sp.
26			*Trinucleus Bureaui*	*Trinucleus Bureaui*	*T. Bureaui/T. seunesi*		*Onnia* cf. *grenieri*	*O.?* n. sp. aff.*grenieri* *Onnia grenieri*		*Deanaspis seunesi?/Onnia* sp. A	*Onnia ? malladai*	*Deanaspis seunesi?*		*Onnia* sp.	*Deanaspis seunesi/D. grenieri/O. malladai*
27			*Trinucleus seunesi*	*Trinucleus Seunesi*	*Trinucleus seunesi*	*Cryptolithus grenieri*	*Onnia grenieri*	*Onnia?* n. sp. aff. *grenieri*			*O. grenieri grenieri/O. grenieri seunesi*				
28				*Acidaspis Buchi*					*Selenopeltis buchi*	*Selenopeltis buchi*		*Selenopeltis buchi/S.* sp.	*Selenopeltis buchi*	*Selenopeltis buchi buchi*	*Selenopeltis buchi*
29				*Acidaspis* cf. *Keyserlingi*					*Primaspis?* sp.			*Primaspis?* sp.			*Primaspis romanoi* n. sp.
30				*Acidaspis* sp.											
31				*Cheirurus (Eccoptochile) Sedgwicki*											*Actinopeltis? henrotayi* n. sp.
32				*Cheirurus* cf. *insocialis*											
33				*Cheirurus* sp.											
34				*Cheirurus globosus*											*Ceraurinus* cf. *meridianus*
35				*Cheirurus* sp. n. aff. *Gryphus*						*Actinopeltis tejoensis*	*Actinopeltis tejoensis*	*Actinopeltis tejoensis*		*Actinopeltis tejoensis*	*Actinopeltis tejoensis*
36				*Cheirurus Venceslasi*	*Cheirurus (?) Venceslasi*					*Eccoptochile (E.)* sp. aff. *clavigera*					*Eccoptochile tumifrons*
37				*Dalmanites* aff. *Deshayesi*								*Zeliszkella?*			*Zeliszkella* cf. *renaudae*
38				*Dalmanites Angelini*						*Eudolatites* sp. A		*Eudolatites* sp.			*Eudolatites queixoperra* n. sp.
39				*Dalmanites Phillipsi* var. *Beirensis mihi*						*Phacopidina sp.* A		*Phacopidina* sp.			*Phacopidina? armoricana*
40				*Dalmanites socialis* var. *proaeva*	*D. socialis* var. *proaeva*					*Phacopidina* sp. B?					*Kloucekia youngi* n. sp.
41				*Harpes* cf. *Doranni*					*Eoharpes macaoensis*	*Eoharpes macaoensis*		*Eoharpes macaoensis*		*Eoharpes cristatus "macaoensis"*	*Eoharpes macaoensis*
42				*Harpes* cf. *Flanaganni*											
43				*H. (Plaesiacomia) Oehlerti (partim)*				*Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara*		*Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara*					*Plaesiacomia robardeti* n. sp.
44				*Homalonotus Deslongchampsi*								*Brongniartella* sp.			*Iberocoryphe* cf. *bonissenti*
45				*Homalonotus* sp.											
46				*Illaenus* aff. *Bouchardi*											*Vysocania* cf. *iberica*
47				*Illaenus* cf. *Bowmanni*											*Ulugtella? guedesi* n. sp.
48				*Illaenus* cf. *Panderi*	*Illaenus wahlenbergianus*			*Dysplanus* sp. *indet.*		*Dysplanus (Zetillaenus?)* sp. A		*Zetillaenus* sp.			*Vysocania iberica*
49								*Dysplanus (Zetillaenus) ibericus*		*Dysplanus (Zetillaenus) ibericus*	*Zetillaenus wahlenbergianus*		*Z. wahlenbergianus*		
50				*Illaenus Lorioli*											Não encontrado
51				*Illaenus Salteri*								*Cekovia* sp.			*Cekovia piresi* n. sp.
52				*Illaenus* sp. (axis largo)											Não encontrado
53				*Illaenus* sp.								*Panderia* sp.		*Panderia beaumonti*	*Armoricania beaumonti*
54							*Dalmanitina* cf. *phillipsi*								*Kloucekia* sp.
55							*Eohomalonotus* cf. *brongniarti*								*Calymenella* sp.
56							*Eohomalonotus brongniarti*								*Eohomalonotus* sp.
57								*Calymenella (Calymenella) boisselli*							*Calymenella* cf. *bayani*
58										*Calymenella boisselli*					*Calymenella boisselli*
59								*Kloucekia (Kloucekia)* cf. *taouzensis*		*Scotiella? taouzensis*					*Kloucekia* sp.
60										*Dalmanitina (Dalmanitina)* ? sp.				*Dalmanitina (D.) acuta*	*Dalmanitina manfroi* n. sp.
61										*Crozonaspis chauveli?*					*Crozonaspis chauveli*
62													*Actinopeltis?* sp. n.	*Actinopeltis?* sp. n.	*Actinopeltis* sp. A
63													*Uralichas?* sp.	*Lichas vinassai*	*Lichas* sp.

7. COLEÇÕES

O estudo das trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa incluiu revisão das coleções existentes de trilobites desta idade e várias campanhas de campo de prospeção paleontológica e recolha de espécimes que foram incorporados em coleções pré-existentes e/ou constituíram novas coleções. Foram revistas não só coleções que incluem material português, diretamente incluído no estudo sistemático (Capítulo 8), mas também coleções estrangeiras que permitiram a comparação com o material português, esclarecendo várias problemáticas, aperfeiçoando o estudo taxonómico e/ou tendo desencadeado estudos de revisão que se estenderam também ao material estrangeiro, tendo os espécimes estrangeiros, nestes casos, sido incluídos no estudo sistemático (Capítulo 8). Já contabilizando com o material recolhido durante o presente trabalho, foram estudados espécimes de 15 coleções pré-existentes, 11 de instituições de domínio público e quatro de colecionadores privados: Museu Geológico de Lisboa (LNEG; inclui parte do material coletado neste trabalho), Museu de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa (MUNHNAC), Natural History Museum (NHM) de Londres; Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes (inclui parte do material coletado neste trabalho), Musée de Géologie de l'Université de Rennes, Instituto Geologico y Minero de España, Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza, Senckenberg Museum, Národní muzeum v Praze, Česká geologická služba , Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech e coleções pessoais de Miguel Pires, Armando Marques Guedes, Pierre-Marie Guy e Michel Henrotay, respetivamente. Nas coleções do Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra, Museu de Geociências do Instituto Superior Técnico e do Museu de Geologia da Universidade do Porto não foram localizados fósseis de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa. Outras coleções mencionadas na literatura, como algumas recolhas de Tim Young (à data de 1985 depositada na Universidade Colégio de Cardiff e na Universidade de Sheffield), foram estudadas neste trabalho e, dado o número muito limitado de espécimes de trilobites do Ordovícico Superior, incluídas nas recolhas do presente estudo e tratadas como tal.

Neste capítulo, é detalhada a informação relativa a cada uma das coleções estudadas, começando pelas que contêm espécimes portugueses e terminando nas coleções consultadas para comparação e/ou estudo sistemático de espécimes estrangeiros. É dado principal destaque às coleções clássicas, nomeadamente às do Museu Geológico, MUNHNAC e NHM. Para estas coleções foram efetuados inventários que se estenderam para lá dos espécimes do Ordovícico Superior, dada a importância histórica de várias frações do espólio destas instituições. A opção de inventariar a totalidade da coleção paleontológica de trilobites do Ordovícico do Museu Geológico esteve relacionada com a organização não-estratigráfica destes materiais, de modo a localizar todos os espécimes do Ordovícico Superior que pudessem estar entre o abundante material do Ordovícico Médio. Por outro lado, a opção de inventariar a totalidade de trilobites portuguesas do MUNHNAC foi tomada de forma a rentabilizar a necessidade de rever todo o material deste museu para localizar os espécimes do Ordovícico Superior, dado o facto de estes materiais não terem sido revistos, nem organizados desde que foram salvos do incêndio que afetou as instalações em 1978. Por fim, a

inventariação da totalidade de trilobites portuguesas da Coleção Carlos Ribeiro do NHM teve um propósito sobretudo histórico.

7.1. Coleção do Museu Geológico de Lisboa (MG) – LNEG

O inventário da coleção estratigráfica do Ordovícico português (Anexo I) e, em particular, das trilobites ordovícicas portuguesas da coleção paleontológica (Anexo II) do Museu Geológico de Lisboa foi levado a cabo entre os meses de maio e setembro de 2011.



Figura 7.1. Galeria da Secção Geológica (segundo uma fotografia de M. D. dos Santos), publicada em O Occidente (1881).

7.1.1. História das coleções

O Museu Geológico de Lisboa (Fig. 7.1) ocupa o edifício que albergou a primeira Comissao Geologica do Reino (2º piso do antigo Convento de Jesus), ali instalada em 1859, dois anos após a sua fundação. Este facto, confere-lhe um valor histórico museológico muito particular, comummente designado "um museu dentro de um museu". O Museu Geológico de Lisboa reúne os exemplares recolhidos nos trabalhos das Comissões Geológicas e, mais tarde, dos Serviços Geológicos de Portugal, do Instituto Geológico e Mineiro e, atualmente, LNEG. Alberga coleções de referência paleontológicas, estratigráficas, litológicas e arqueológicas, tendo ainda uma coleção mineralógica e um importante espólio de instrumentos científicos dos séculos XIX e XX, onde se incluem os utilizados pela Comissão Geológica.

A importante coleção de trilobites dos Serviços Geológicos de Portugal, reunida sobretudo entre as décadas de 1860 e 1900, está maioritariamente depositada no Museu Geológico de Lisboa, mas existem abundantes colheitas não catalogadas na Litoteca do LNEG, Alfragide, e ainda exemplares dispersos pelas coleções do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa, do Museu de Mineralogia e



Figura 7.2. Etiquetas várias das coleções estratigráfica e paleontológica do Museu Geológico de Lisboa. a-b, etiqueta da coleção estratigráfica da unidade Grés de Loredo e Schistos de *Dalmanites Dujardini* (atualmente Formação Louredo); c, etiqueta da coleção estratigráfica do Corte do Zuvinhal, com indicação da camada; d, placa de coleção de fósseis do Ordovícico de Penacova; e, etiquetas de proveniência do material (neste caso, do Corte do Vale de S. Jorge, com espaço para inserir o número da camada respetiva); f, etiqueta original do agora lectótipo de *Radnoria loredensis*; g, etiqueta original do conjunto de fósseis de pigídios da agora *Phillipsinella lusitanica* n. sp., com comentário do autor; h, nota relativa ao corte do Vale de S. Jorge.

Geologia da Universidade de Coimbra e do Museu de Geologia da Universidade do Porto, constituindo um acervo ímpar a nível internacional. É a maior e mais importante coleção de trilobites do Ordovícico português de domínio público. A maioria dos exemplares permanece ainda com as etiquetas originais (Fig. 7.2), toponímia utilizada no estudo e indicação da data de recolha, local, corte e respetiva camada (Fig. 7.2e). Muitos dos espécimes desta vasta coleção terão sido reunidos pelos coletores dos Serviços Geológicos de Portugal. Sem documentação que permita identificar a totalidade destes trabalhadores que estiveram diretamente relacionados com estas colheitas, efetua-se referência a três que se sabe terem sido responsáveis pelas recolhas paleontológicas nas sequências ordovícicas e/ou que mais de perto trabalharam com Nery Delgado: António Mendes (?-?), Romão de Souza (?-?), por quem Delgado tinha grande apreço, e, ainda que em menor grau, também Romão de Matos (1880-1979), sobrinho de Romão de Souza, que embora tenha entrado para os Serviços Geológicos já na década de 1900, terá ainda efetuado recolhas para Nery Delgado (Carneiro, 2005).

7.1.2. Constituição das coleções

No que diz respeito apenas às trilobites do Ordovícico Superior de Portugal, esta coleção clássica inclui 557 espécimes provenientes do Sinclinal de Buçaco e do de Amêndoa-Carvoeiro (Tabela 7.1), que estão distribuídos entre a coleção estratigráfica e a coleção paleontológica. Esta coleção está detalhadamente inventariada no Anexo II, juntamente com as trilobites do Ordovícico Inferior e Médio de Portugal da coleção paleontológica deste museu. Além das recolhas clássicas do século XIX e inícios do século XX, o Museu Geológico alberga também as recolhas pontuais de Jacinto Correia Perdigão, as quais incluem trilobites do Ordovícico Superior (três espécimes) dos sinclinais de Fajão-Moradal e de Penha Garcia, colhidas durante as décadas de 1960 e 1970. Adicionalmente, parte do material recolhido no âmbito do presente trabalho, cerca de uma centena de espécimes (Tabela 7.2) provenientes do Sinclinal de Buçaco, foi incorporada nas coleções do Museu Geológico de Lisboa (MG30500-MG30626).

Relativamente ao material das colheitas dos Serviços Geológicos disperso por outros museus (colhido nas mesmas campanhas), não foram localizados espécimes de trilobites do Ordovícico Superior no Museu de Mineralogia e Geologia da Universidade de Coimbra e no Museu de Geologia da Universidade do Porto (embora, pela indicação de trabalhos anteriores, devessem existir). Por sua vez, na Litoteca de Alfragide, existe algum material complementar proveniente não só das mesmas jazidas de onde provém o material existente no Museu Geológico como também de algumas jazidas que não estão amostradas nas instalações do Museu. Embora este material não tenha sido inventariado para este trabalho, foi consultado e foram registadas as informações de jazidas não amostradas no Museu Geológico.

A Coleção do Museu Geológico de Lisboa inclui o material-tipo de 13 espécies de trilobites do Ordovícico Superior português, sete das quais definidas neste trabalho (Capítulo 8): *Actinopeltis bocagei, Actinopeltis tejoensis, Areia bussacensis* n. sp., *Cekovia loredensis, Delgadoa loredensis, Eoharpes macaoensis, Whittingtonia collectorum* n. sp., *Kloucekia youngi* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Lichas lusitanica* n. sp., *Nobiliasaphus katianus* n. sp. *Phillipsinella lusitanica* n. sp. e *Radnoria loredensis.*

Tabela 7.1. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior identificados no Museu Geológico de Lisboa e respetivo número de espécimes existente.

Taxa	Nº de espécimes	Taxa	Nº de espécimes
Prionocheilus sp.	1	*Onnia? malladai*	5
Dalmanitina manfroi n. sp.	1	*Lichas loredensis* n. sp	6
Areia bussacensis n. sp.	1	*Kloucekia* sp.	6
Ceraurinus? meridianus	1	*Actinopeltis bocagei*	7
Prionocheilus	1	*Eoharpes macaoensis*	7
Crozonaspis chauveli	1	*Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*	10
Primaspis romanoi n. sp.	1	*Dalmanitina rabanoae* n. sp.	13
Iberocoryphe cf. *bonissenti*	1	*Lichas lusitanica* n. sp.	15
Actinopeltis tejoensis	1	*Dalmanitina philippoti*	17
Phacopidina? sp.	1	*Vysocania iberica*	17
Phacopidina? armoricana	1	*Prionocheilus costai*	18
Colpocoryphe?	1	*Nobiliasaphus katianus* n. sp.	23
Coplacoparia sp.	1	*Colpocoryphe grandis*	29
Eudolatites cf. *angelini*	2	*Eccoptochile clavigera*	30
Dalmanitidae indet.	2	*Selenopeltis buchi*	30
Eccoptochile cf. *impedita*	3	*Kloucekia youngi* n. sp.	31
Whittingtonia collectorum n. sp.	3	*Delgadoa loredensis*	31
Crozonaspis	3	*Cekovia loredensis*	48
Armoricania sp. *indet.*	3	*Deanaspis seunesi*	49
Eccoptochile tumifrons	4	*Phillipsinella lusitanica* n. sp.	57
Radnoria loredensis	4	*Crozonaspis dujardini*	67
Eudolatites queixoperra n. sp.	4	**Total Geral**	**557**

Tabela 7.2. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior coletadas no âmbito do presente trabalho e incorporadas nas coleções do Museu Geológico de Lisboa, com respetivo número de espécimes existente.

Taxa	Nº de espécimes
Flexicalymene	1
Actinopeltis? sp.	1
cf. *Ovalocephalus tetrasulcatus*	1
Cekovia cf. *perplexa*	1
Thaleops	1
Bumastus?	1
cf. *Nobiliasaphus*	1
Lichas sp.	1
Cekovia sp.	1
Lichas sp.	1
Bumastus aff. *commodus*	2
Illaenus creber	2
Trilobita indet.	5
Cekovia sp.	5
Illaenidae indet.	8
Mucronaspis cf. *mucronata*	28
Ovalocephalus tetrasulcatus	37
Total Geral	**97**

7.1.3. Observações



Figura 7.3. Etiqueta original da coleção de Paleontologia do Museu Geológico, com a indicação "Exemplar desenhado pelo Sr. Couceiro".

São vários os espécimes de trilobites do Ordovícico da coleção do Museu Geológico de Lisboa que contêm indicação de terem sido desenhados pelo "Sr. Couceiro" (Fig. 7.3), referência a Luiz de Almeida Couceiro (1851-1913), que entre as décadas de 1870 e 1900 ocupou diferentes cargos na Comissão do Serviço Geologico, desde desenhador, secretário, bibliotecário, cabeça da secção de Paleontologia a adjunto (Carneiro, 2005). A numeração que acompanha estas referências indica que Luiz Couceiro terá desenhado, pelo menos, 32 espécimes de trilobites, sendo a maioria (cerca de 20) do Ordovícico Superior da região de Buçaco. Porém, estes desenhos não foram encontrados no arquivo histórico do LNEG (Ana Carneiro, comunicação pessoal, 2012). Sempre que possível e pertinente, elegeu-se para lectótipo o espécime selecionado por Delgado para ilustração por Luiz Couceiro.

Escassos meses após a publicação do estudo estratigráfico do "Silúrico" de Portugal (Delgado, 1908), Nery Delgado morreu depois de uma saída de campo na região de Buçaco. A continuação de trabalhos na região e os desenhos de Luiz Couceiro fazem supor a intenção por parte de Delgado de publicar mais estudos sobre a região, provavelmente com descrição e estampas das trilobites.

7.2. Coleção do Museu Nacional de História Natural e da Ciência – Universidade de Lisboa

Entre outubro de 2014 e junho de 2015 foi efetuada a inventariação dos fósseis de trilobites de Portugal depositados no Museu Nacional de História Natural e da Ciência (MUNHNAC, Lisboa; Fig. 7.4). Os trabalhos realizados permitiram a inventariação de cerca de 600 espécimes de trilobites, com identificação taxonómica da totalidade de espécimes, maioritariamente ao nível da espécie e, quando não possível, ao nível do género. Destes, 30% não continham qualquer etiqueta ou informação (perdidas no incêndio de 1978), constituindo peças que estavam destituídas do seu valor científico. O conhecimento das jazidas portuguesas de trilobites, modo de preservação particular de cada e distribuição biostratigráfica de taxa permitiu identificar a proveniência e idade de 98% destes materiais (quase sempre ao nível da área geográfica regional de onde provêm e da série dos níveis a que correspondem, sendo que por vezes foi possível detalhar a formação litostratigráfica a que pertencem). Esta identificação devolveu a estes materiais a sua utilidade científica e permitirá futuramente que possam ser incluídos em diversos estudos e/ou consultados como coleção atualizada e verificada.



Figura 7.4. Arquivo das coleções paleontológica, estratigráfica e mineralógica do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa.

7.2.1. História das coleções

O Museu Nacional de História Natural e da Ciência (MUNHNAC) resultou da transferência, em 1836, do espólio do Museu Real da Ajuda para o Museu da Academia Real das Ciências (antigo Convento de Jesus, mesmo edifício do Museu Geológico de Lisboa) e, dez anos depois, para a Escola Politécnica, à data sob o nome de Museu Nacional (Machado e Costa, 1937).



Figura 7.5. D. Pedro V (1837-1861). Retrato de Joaquim Pedro de Sousa, arquivo da Biblioteca Nacional de Portugal.

O Rei D. Pedro V (Fig. 7.5) teve grande responsabilidade pelo início daquele que é hoje o MUNHNAC, tendo sido quem decretou a transferência do Museu de História Natural da Academia de Ciências para a Escola Politécnica e tendo doado (em vida e/ou posteriormente por intermédio do irmão D. Luís I) coleções que lhe tinham sido oferecidas por conhecidos naturalistas. Entre estas coleções (e no que diz respeito à paleontologia), sobressaem as de fósseis oferecidas por Alcide d'Orbigny e a coleção paleontológica de Portugal oferecida por Carlos Ribeiro (Fig. 7.6). Esta última, estava composta por 158 espécimes (Machado e Costa, 1937), entre os quais trilobites do Ordovícico Superior, provenientes da jazida da portela de Louredo (Buçaco; LOR-FLO-1 neste trabalho; Capítulo 5). Também a importante coleção paleontológica reunida pela Comissão Geologica do Reino entre 1857 e 1868, e sobre a qual Nery Delgado terá redigido um trabalho descritivo de trilobites (Capítulo 6), foi transferida para o Museu Nacional em 1869. Pela listagem apresentada por Delgado (1870), é possível saber que incluía vários espécimes do Ordovícico Superior (essencialmente da região de Buçaco).

Após várias reestruturações na organização das coleções paleontológicas do atual Museu Nacional de História Natural e da Ciência, estas estavam a ser transferidas para uma nova sala por grupos biológicos, quando um incêndio em março de 1978 afetou uma área significativa do Museu. O grupo das trilobites estaria em processo de transferência, motivo pelo qual muitos fósseis se encontravam ainda na sala antiga, a qual foi das mais afetadas pelo incêndio (Liliana Póvoas, comunicação pessoal, 2014). Sem a existência de qualquer listagem no arquivo histórico desta instituição, será impossível determinar o verdadeiro valor da perda. Alguns exemplares, embora bastante deteriorados, foram guardados (Fig. 7.7). Este material encontrava-se disperso em dezenas de gavetas desde o incêndio.



Figura 7.6. Etiquetas originais da coleção paleontológica do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa. À esquerda, etiqueta de Amplexys?, cuja identificação inteiramente coincidente e proveniência atestam pertencer à coleção da Comissão Geologica do Reino transferida para a Escola Politécnica no final da década de 1860 (ver lista de Delgado, 1870 para o Devónico); à direita, etiqueta de um dos espécimes do Ordovícico Superior do Buçaco (do atual Membro leira Má, Formação Porto de Santa Anna) da coleção oferecida por Carlos Ribeiro ao Rei D. Pedro V na década de 1850, posteriormente doada pelo Rei ao Museu Nacional.

7.2.2. Constituição das coleções

A coleção de trilobites portuguesas do MUHNAC inclui mais de 600 espécimes (Tab. 7.3) provenientes de níveis dos sistemas Câmbrico, Ordovícico, Devónico e Carbónico (Fig. 7.8). A nível geográfico a grande maioria do material provém da área abrangida pela grande estrutura anticlinal de Valongo e seus prolongamentos para norte e sul (São Pedro da Cova, Santa Justa, Covelo, Arouca, Alfena, entre outros pontos clássicos), sendo também significativa a quantidade de fósseis provenientes do Sinclinal de Buçaco (sobretudo Louredo, Cácemes e Sazes do Lorvão). Mais de 80% dos fósseis pertence ao Ordovícico, sobretudo ao Ordovícico Médio (aproximadamente 60% do total de trilobites). Esta é também a realidade proporcional das coleções de trilobites de Portugal, dada a elevada abundância de importantes jazidas desta série. No entanto, é importante salientar a presença da relevante coleção de trilobites do Câmbrico do Monte Valbom (Vila Boim), publicada por Carlos Teixeira em 1952, e também uma dezena de espécimes de proveniência incerta pertencentes a cinco taxa câmbricos ainda não descritos em Portugal, mas que se encontravam junto com material português, deixando a curiosidade e necessidade de tentar encontrar entre os arquivos históricos alguma informação sobre a origem deste material. Salienta-se que a disposição do material nas gavetas tentou mimetizar a ordem existente antes do incêndio, pelo que é possível que tal material seja, efetivamente, português. Relativamente às trilobites do Devónico, foram inventariados espécimes da região de Alfena (Valongo) que não foram ainda alvo de estudos sistemáticos em Portugal. Encontra-se ainda nestas coleções cerca de uma dezena de trilobites do Carbónico da região da Carrapateira. Os macrofósseis destes níveis foram apenas brevemente referidos e identificados em estudos anteriores, carecendo também de uma detalhada revisão sistemática.

Entre o material acompanhado de algum tipo de etiqueta (75%), foi possível diferenciar várias coleções e/ou agrupamentos que espelham a sua origem (Fig. 7.8). O mais marcante, cuidado e com maior taxa de identificação taxonómica corresponde à "Collecção de Portugal /Museu Nacional – Secção mineralógica", num total de 50 espécimes. A preservação das etiquetas nem sempre permite observá-lo, mas os espécimes estão numerados, alguns com números próximos de 300, indicando que estes fósseis fariam parte de uma grande coleção que incluiria, como foi possível observar no espólio do MUNHNAC, fósseis de outros grupos e sistemas. Embora o traçado histórico desta coleção ainda esteja em curso, é possível avançar com um grau de certeza elevado que esta corresponderá, pelo menos em parte ao espólio da Comissão Geológica do Reino (1857-1868), transferido para o (à data) Museu Nacional,



Figura 7.7. Espécime queimado durante o incêndio de março de 1978 (MNHN/U.L.-TP-0219, *Eodalmanitina destombesi*).

Tabela 7.3. Taxa de trilobites portuguesas do Museu de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa e respetivo número de espécimes existente.

Taxa	Nº de espécimes	Taxa	Nº de espécimes
Kerfornella ?	1	*Phacops (Phacops) ??*	2
Agraulos	1	*Uralichas hispanicus*	2
Morgatia hupei	1	*Ectillaenus giganteus ?*	2
Morgatia hupei ?	1	*Kloucekia drevermanni*	2
Asaphelus toledanus ?	1	*Crozonaspis ?*	2
Neseuretus (Neseuretus)	1	*Dalmanitina ?*	2
Asteropyge	1	*Bathycheilus castillianus*	2
Nobiliasaphus	1	*Dionide mareki*	2
Colpocoryphe ?	1	*Plaesiacomia*	2
Nobiliasaphus (hipostoma)	1	*Eccaparadoxides*	2
Crozonaspis cf. *incerta*	1	*Calymenidae ? indet.*	2
Nobiliasaphus delessei ?	1	Nobiliasaphus delessei	2
Dalmanitidae ? Indet.	1	*Ectillaenus ?*	2
Nobiliasaphus hammanni	1	*Phacopidina micheli ?*	2
Eccoptochile	1	*Eoharpes cristatus*	2
Odontochile ?	1	*Dalmanitina*	2
Eodalmanitina	1	*Retamaspis*	2
Parabailella	1	*Trilobite indet.*	2
Eodalmanitina destombesi ssp.	1	*Crozonaspis incerta ?*	2
Paradoxides s.l.	1	*Crozonaspis struvei ?*	2
Hipostoma indet.	1	*Selenopeltis gallica*	2
Phacopidina micheli	1	*Ectillaenus*	3
Isabelinia ?	1	Ogyginus forteyi	3
Phacops	1	*Salterocoryphe*	3
Kerfornella	1	*Illaenidae indet.*	3
Phacops ??	1	*Crozonaspis dujardini ?*	3
Asaphelus ?	1	*Phacops potieri ?*	4
Phacops n. sp. aff. *miser* ?	1	*Calymenidae indet.*	4
Trinucleidae ? indet.	1	*Isabelinia glabrata ?*	4
Placoparia (Coplacoparia) tournemini	1	*Ogyginus forteyi ?*	5
Bathycheilus ?	1	*Crozonaspis dujardini*	5
Placoparia (Placoparia)	1	*Salterocoryphe lusitanica*	5
Ctenocephalus antiqus	1	*Asaphidae indet.*	6
Placoparia (Placoparia?)	1	Nobiliasaphus	6
Ectillaenus (decerto giganteus)	1	*Liobole glabra* cf. *botkei*	6
Isabelinia glabrata	1	*Trilobita indet.*	6
Eodalmanitina macrophtalma	1	*Lochkovella???*	6
Prionocheilus ?	1	*Delgadella souzai*	6
Isabelinia aff. *glabrata*	1	*Prionocheilus mendax*	7
Prionocheilus pulcher	1	*Placoparia (Coplacoparia)*	8
Kloucekia drevermanni ?	1	*Eodalmanitina destombesi*	9
Reedops ??	1	*Colpocoryphe rouaulti*	9
Crozonaspis armata	1	*Crozonaspis*	11
Retamaspis ?	1	*Hicksia elvensis*	12
Eodalmanitina ?	1	Deanaspis	16
Salterocoryphe lusitanica ?	1	*Eodalmanitina*	19
Archaegonus (Phillibole)	1	*Dalmanitidae indet.*	19
Selenopeltis ?	1	*Isabelinia glabrata*	24
Eccaparadoxides cf. *pradoanus*	1	*Nobiliasaphus nobilis*	25
Solenopleuropsis ribeiroi	1	*Placoparia*	32
Asaphidae indet. (hipostoma)	1	*Dalmanitina rabanoae* n. sp.	34
Trilobita ? indet.	1	*Colpocoryphe grandis*	35
Indeterminado	1	*Neseuretus*	39
Trilobita indet. (Dalmanitidae?)	1	*Ectillaenus giganteus*	66
Kloucekia ?	2	*Neseuretus tristani*	113
Dalmanitidae	2	**Total Geral**	**656**

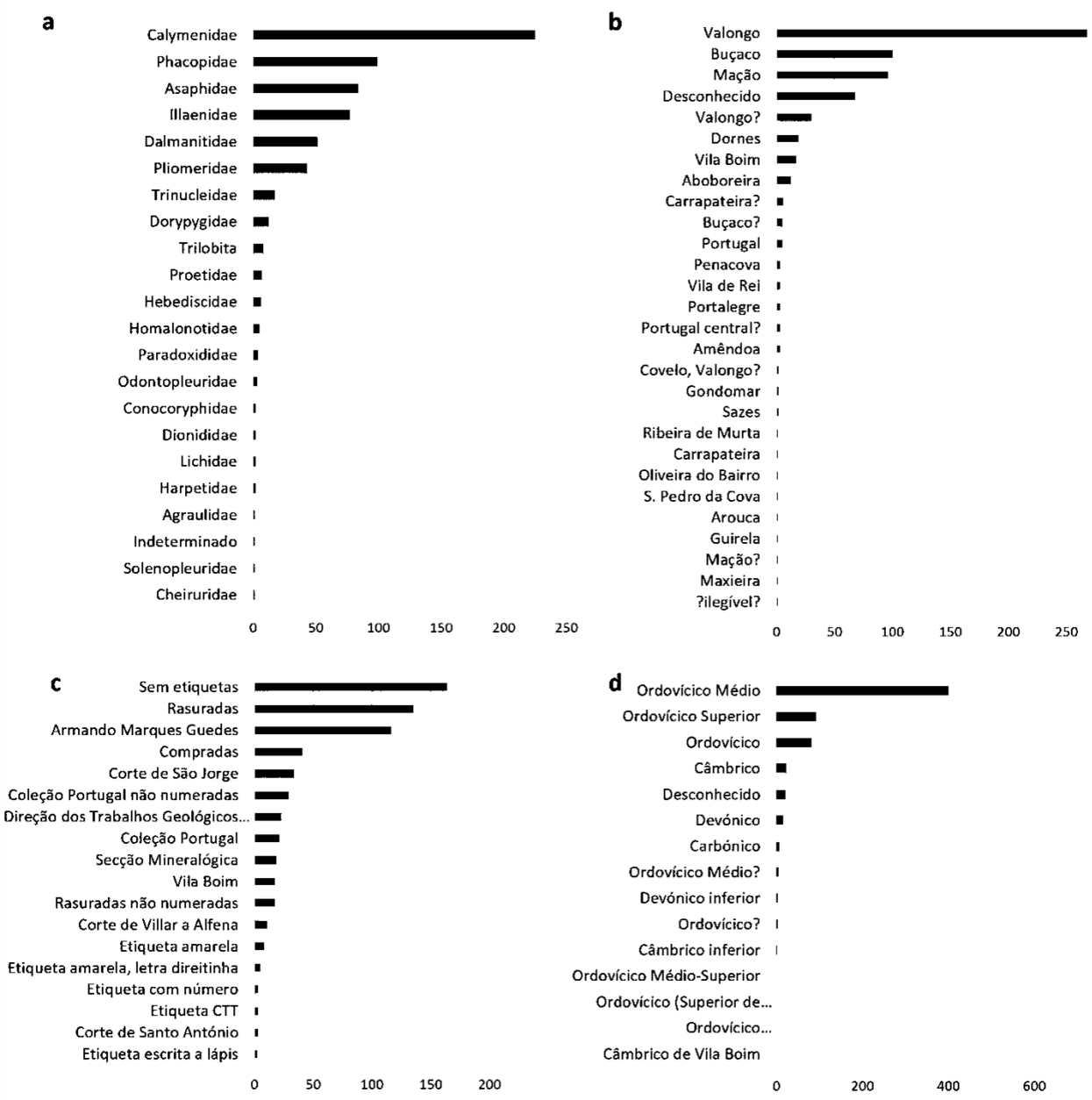


Figura 7.8. Dados comparativos da coleção de trilobites portuguesas (nº de espécimes no eixo horizontal) do Museu de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa: a, famílias taxonómicas; b, regiões; c, coleções pré-existentes; d, idade.

envolto numa polémica com eco na imprensa até à desistência de Carlos Ribeiro da luta pela sua recuperação (Leitão, 2004). Esta coleção foi, já após a sua transferência, parcialmente publicada por Nery Delgado em 1871 na "Revista de Obras Publicas e Minas", num estudo que se inicia por fortes críticas à situação que ocorrera com estes materiais: "É de certo grande ousadia apresentar um trabalho d'esta natureza, redigido só sobre apontamentos, sem ter á mão um unico exemplar para consultar (…)" (Delgado, 1871: 17). Esta coleção tem uma significativa importância histórica e os trabalhos agora iniciados poderão finalmente dar-lhe o reconhecimento que espera há quase 150 anos. Dissolvidos na Collecção de Portugal poderão estar também os fósseis ofertados por Carlos Ribeiro a D. Pedro V na década de 1850. Infelizmente, não foi localizada nenhuma etiqueta de trilobites com essa informação, mas

existem outros fósseis paleozoicos da Collecção de Portugal/Museu Nacional com essa indicação (Fig. 7.6).

Fazem também parte da coleção de trilobites portuguesas do MUHNAC espécimes (pelo menos 68; Fig. 7.8) recolhidos sob a tutela da Direcção Geral dos Trabalhos Geodésicos, Topográficos, Hidrográficos e Geológicos do Reino, Comissão dos Trabalhos Geologicos e Comissão do Serviço Geológico de Portugal (a mesma instituição – Serviços Geológicos de Portugal, que foi mudando de nome ao longo dos anos por sucessivas reestruturações). Estes fósseis são frações das coleções estratigráficas do Museu Geológico de Lisboa (LNEG, Lisboa), mas a sua presença no MUNHNAC deverá ser encarada como contadora da história de muitas décadas de trabalhadores comuns a ambas instituições.

Fazem ainda parte do espólio do MUNHNAC mais de uma centena de fósseis de trilobites do Ordovícico das regiões de Mação e Vila de Rei, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, doadas por Armando Marques Guedes, e 19 espécimes comprados a colecionadores nacionais ao longo das edições da Feira Internacional de Minerais, Gemas e Fósseis, atividade anual desta instituição (Fig. 7.8).

No que diz respeito concretamente às trilobites do Ordovícico Superior, incluídas no estudo sistemático (Capítulo 8), e excluindo os muitos fósseis doados por Armando Marques Guedes (uma vez que correspondem a material adicional da sua coleção pessoal, a qual foi detalhadamente estudada para este trabalho), foram encontrados apenas 21 espécimes. A maioria, atribuídos à espécie *Deanaspis seunesi*, pertence à Collecção Portugal e provém da Formação Louredo, do Sinclinal de Buçaco. Alguns foram coletados já na segunda metade do século XX, durante saídas de campo da Licenciatura em Geologia da Universidade de Lisboa (Liliana Póvoas, comunicação pessoal, 2015). Em ordem de abundância segue-se *Crozonaspis dujardini*, com a mesma proveniência. Existem ainda dois fragmentos provenientes do Membro Leira Má, da Formação Porto de Santa Anna do Sinclinal de Buçaco (possivelmente os primeiros espécimes de trilobites recolhidos nesta unidade de que há registo) e outros dois fragmentos do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

A coleção de trilobites portuguesas do MUNHNAC encontra-se agora devidamente identificada, organizada e etiquetada, com os espécimes numerados e protegidos em caixas individuais, sendo o seu inventário, que inclui uma ficha correspondente a cada exemplar, passível de consulta nesta instituição (Anexo III).

7.2.3. Observações

Vários fósseis das coleções do MUNHNAC que são frações das coleções estratigráficas do Museu Geológico de Lisboa apresentam numeração de camadas (e.g. Corte do Vale de S. Jorge) que não está de acordo com o trabalho de Delgado (1908). Esta situação poderá indiciar que estas frações correspondem a material adicional cedido cordialmente pelos Serviços Geológicos ao, na altura, Museu Nacional. A correção à posteriori do número das camadas do corte para a publicação de Delgado (1908) poderia justificar a numeração distinta. Pode, porém, resultar também de uma tentativa de numeração posterior, com base no trabalho

de Delgado (1908), já que as etiquetas continham a informação do número da camada em branco para serem preenchidas posteriormente (Fig. 7.2).

Na edição do Annuaire Geologique Universel do ano de 1885, Choffat e Delgado redigiram a situação do conhecimento e cartas geológicas de Portugal, existindo uma secção relativa à constituição da Coleção da Secção Mineralogica da Escola Politécnica, da autoria de Choffat. Nesta secção, Choffat começou por resumir a história das coleções desde a sua incorporação na Escola Politécnica em 1858, e comenta o episódio da dissolução da primeira Comissão Geológica: "un accroissement considerable du Musée eut lieu jusqu'en 1868, on lui incopora toutes les collections étrangères achetées par la Comission géologique et un certaine partie de ses collections portugaises" (Choffat, 1885, p. 343). Descreve onde se situavam as coleções portuguesas, demonstrando uma já boa relação entre a instituição à qual pertencia (Serviços Geológicos) e a Escola Politécnica, longe dos conflitos entre Pereira da Costa e o, à data já falecido, Carlos Ribeiro.

No que diz respeito à organização das coleções aquando do incêndio, segue transcrição da informação cedida por Liliana Póvoas (comunicação oral, 2016): "*Ainda disse que quando as colecções vieram para a sala grande por causa das obras que iam começar logo imediatamente antes do incêndio, se fizeram muitas pilhas de gavetas ou tabuleiros sempre em número de 10 e tudo foi mapeado por forma a se saber onde estavam as diferentes colecções. Tudo ficou tapado pelas cinzas que tinham uma altura de uns 70cms. Fizeram-se autênticas escavações arqueológicas. Acontece que os tabuleiros de cima ficaram mais ou completamente queimados, os do meio de cada coluna meio queimados e os de baixo ficaram bons. Por isso pode haver tabuleiros da colecção em fase de reorganização pelo Francisco Gonçalves que tenham desaparecido.*"

Por fim, relativamente à "Collecção de Portugal" e qual a sua constituição, a investigação efetuada durante este trabalho sugere que esta era para o Museu Nacional um conjunto das melhores/mais representativas peças da coleção paleontológica de Portugal, isto é, poderia incorporar diferentes coleções anteriores. Ter-se-á possivelmente incorporado o espólio da Comissão Geologica do Reino nessa coleção (ou pelo menos parte dele) mas também outros fósseis portugueses que já faziam parte do museu, como a doada pelo Rei D. Pedro V, e/ou outros que foram adquiridos posteriormente. Seria talvez a designação da coleção paleontológica por excelência do Museu Nacional, mas faltam dados concretos, nomeadamente documento antigos, para comprovar esta possibilidade. Nas Figuras 63, 64 e 65 figuram-se alguns espécimes representativos da coleção de trilobites portuguesas do MUNHNAC.

(Fig. 7.9, continuação da página seguinte) G, *Paradoxides* s.l., molde interno de carapaça (MNHN/U.L.-TP-0317); H, *Eccaparadoxides* cf. *pradoanus* (Verneuil & Barrande in Prado *et al.*, 1860), molde interno de cranídio (MNHN/U.L.-TP-0428). I, trilobite do Ordovícico Médio do Anticlinal de Valongo; *Dionide mareki* Henry & Romano, 1978, molde interno de carapaça (MNHN/U.L.-TTP-0102). Escala em todas as figuras = 5mm, exceto em B (= 2 mm). Mais informações consultar Anexo III.

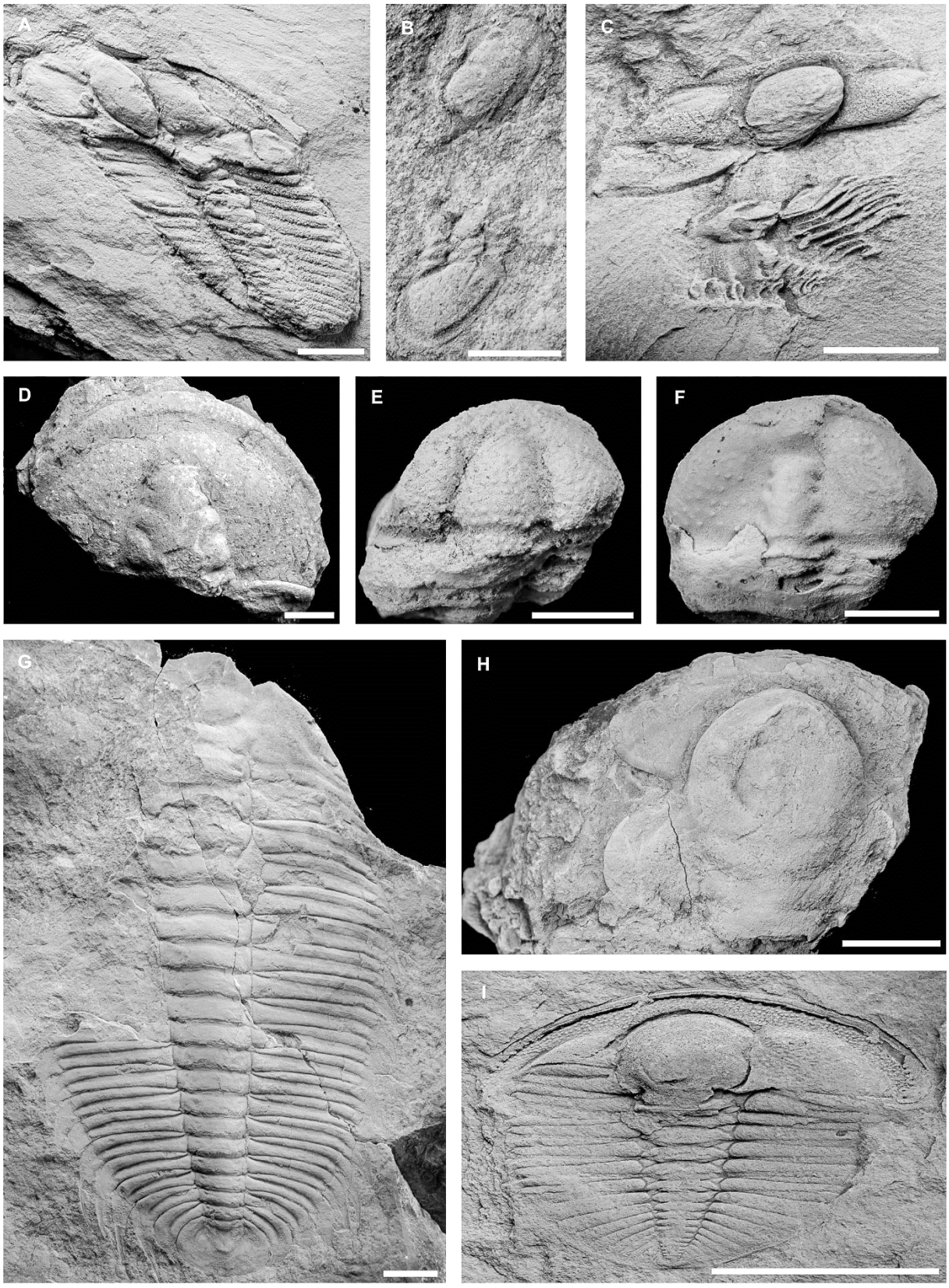


Figura 7.9. A-H, trilobites do Câmbrico da coleção do MUNHNAC. A, C, *Hicksia elvensis* Delgado, 1904, molde interno de carapaça desarticulada (MNHN/U.L.-TP-0049) e molde interno de cefalão com molde externo de tórax desarticulado (MNHN/U.L.-TP-0133); B, "*Delgadella souzai* " Delgado (1904) (=*Weymouthia caudata*), molde interno de carapaça desarticulada (MNHN/U.L.-TP-0054); D, *Parabailella* sp., molde interno de cefalão (MNHN/U.L.-TP-0421); E, *Solenopleuropsis ribeiroi* (Verneuil & Barrande, 1860), molde interno de cefalão (MNHN/U.L.-TP-0424); F, *Ctenocephalus antiqus*, molde interno de cefalão (MNHN/U.L.-TP-0425); (continua na página anterior)

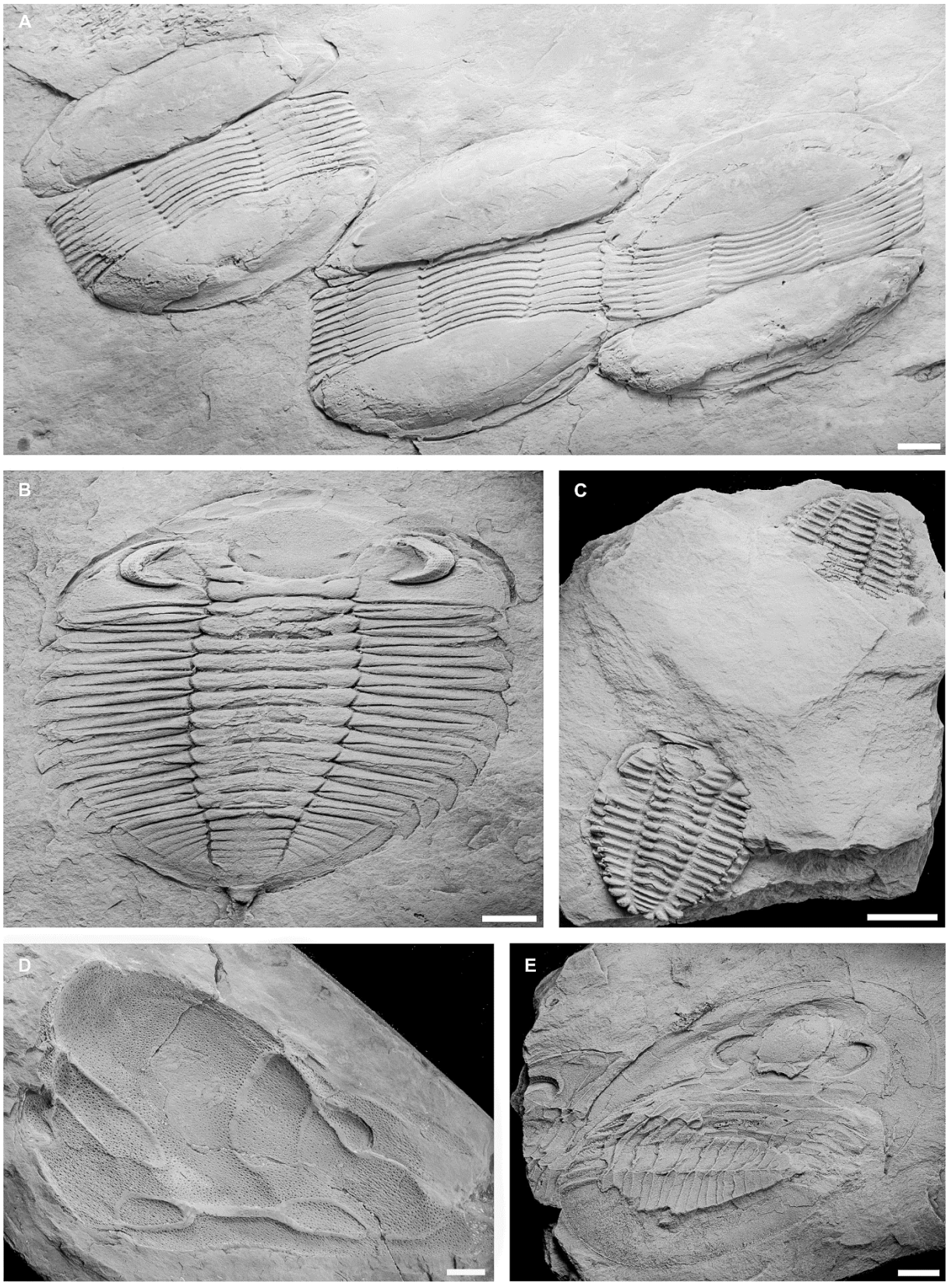


Figura 7.10. Trilobites do Ordovícico Médio do Anticlinal de Valongo da coleção do MUNHNAC. A, *Ectillaenus giganteus* (Burmeister, 1843), molde interno de três carapaças (MHNH/U.L.TP-II345); B, *Eodalmanitina destombesi* (Henry, 1966), molde interno de carapaça com glabela esfoliada permitindo observação do molde externo do hipostoma *in loco* (MNHN/U.L.TP-0189); C, *Coplacoparia tournemini* (Rouault, 1847), molde interno de duas carapaças (MNHN/U.L.-TP-0198); D, *Uralichas hispanicus* (Verneuil & Barrande, 1856), molde externo de cranídio (MNHN/U.L.-TP-0014b); E, *Isabelinia glabrata* (Salter, 1853), molde interno e molde externo de duas carapaças (MNHN/U.L.-TP-0106). Escala = 5mm. Mais informações consultar Anexo III.

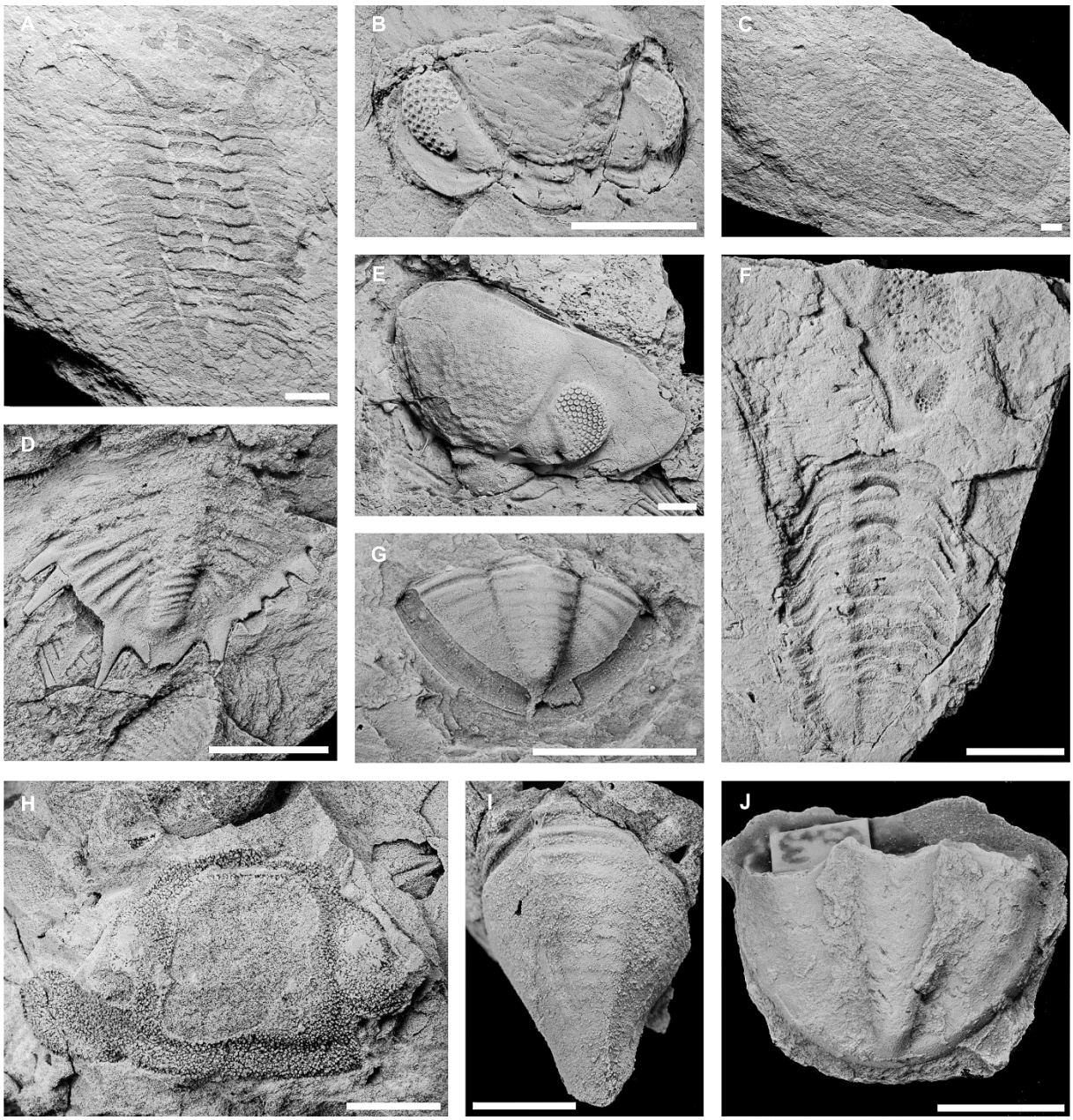


Figura 7.11. A-G, Trilobites do Devónico da coleção do MUNHNAC. A, B, E-F, *Phacops* sp., molde interno de carapaça (A; MNHN/U.L.-TP0069), molde interno de cefalão (B, MNHN/U.L.-TP0064; E, MNHN/U.L.-TP-0313) e molde externo de carapaça desarticulada (F, MNHN/U.L.-TP0063); C, *Odontochile* sp., molde interno de pigídio (MNHN/U.L.-TP-0065); D, *Pseudocryphaeus* sp., molde interno de pigídio (MNHN/U.L.-TP-0417); ; G, "*Proetus"* sp., molde interno de pigídio com bordo esfoliado permitindo observar o molde externo da dobra pigidial (MNHN/U.L.-TP-0418). H-J, Trilobites do Carbónico do MUNHNAC. H-I, *Liobole glabra* cf. *botkei* Hahn & Hahn, 1969, molde interno de cranídio (H, MNHN/U.L.-TP-0429) e molde interno de pigídio (I, MNHN/U.L.-TP-0432); J, *Archaegonus* (*Phillibole*) sp., molde interno de pigídio (MNHN/U.L.-TP-0419). Escala = 5mm. Mais informações consultar Anexo III.

7.3. Coleção do Natural History Museum, Londres

De 7 a 10 de março de 2016 foi efetuado o inventário da Coleção Carlos Ribeiro e de fósseis recolhidos por Daniel Sharpe nas décadas de 1830 e 1840 em Portugal do Natural History Musem (NHM) de Londres (Reino Unido). Nele estão registados os exemplares de trilobites do Ordovícico de Portugal pertencentes à coleção pessoal de Daniel Sharpe, a maioria dos quais enviada por Carlos Ribeiro em 1850. Esta está constituída por 105 espécimes, pertencentes sobretudo ao Ordovícico Médio do Anticlinal de Valongo e do Sinclinal de Buçaco, sendo uma fração reduzida do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco. Adicionalmente, foram consultados neste museu diversos espécimes do Ordovícico da República Checa e do Reino Unido para estudo comparativo (Capítulo 8).

7.3.1. História da coleção

A Coleção Carlos Ribeiro do NHM de Londres, que incorpora também parte dos espécimes recolhidos por Daniel Sharpe durante as décadas de 1830 e 1940 na sequência do Anticlinal de Valongo, tem um importante valor histórico, correspondendo aos primeiros exemplares de trilobites portuguesas documentados em trabalhos científicos em Portugal (Sharpe, 1849, Fig. 7.12; Ribeiro, 1850 e Ribeiro, 1983, Fig. 7.13).

Entre 1850 e 1852, Carlos Ribeiro, que iniciara os seus estudos geológicos na área do Sinclinal de Buçaco anos antes, enviou algumas dezenas fósseis daquela região para Daniel Sharpe que residia em Londres. Da interação entre estes cientistas, e com a colaboração de vários paleontólogos para o estudo dos fósseis enviados, resultou o trabalho de Carlos Ribeiro, redigido por Daniel Sharpe, sobre a geologia da região de Buçaco (Ribeiro, 1853). John William Salter encarregou-se do estudo das trilobites. Alguns espécimes desta coleção foram ilustrados nesse trabalho (Ribeiro, 1853, est. V-VII; Figs. 52, 67).

Após a morte precoce de Sharpe em 1856, três meses depois de ser eleito presidente da Sociedade Geológica de Londres, a sua coleção de fósseis, incluindo a ofertada por Carlos Ribeiro, foi oferecida àquela sociedade, que posteriormente a depositou no NHM (Pinto, 1932), onde ainda hoje se encontra. Leslie Reginald Cox (1897-1965), paleontólogo britânico



Figura 7.12. Primeiro espécime de trilobite português figurado num trabalho científico: a, ilustração de *Illaenus Lusitanicus* em Sharpe, 1849, est. VI, fig. 1; b, espécime original ilustrado por Sharpe (NHM-In28497); c, etiqueta original do espécime figurado.



Figura 7.13. Fósseis de trilobites do Ordovícico Médio de Buçaco ilustrados por Salter *in* Ribeiro (1853). a, d, g – ilustrações de *Illaenus Lusitanicus*, *Placoparia Zippei* e *Ogygia glabrata*, respetivamente (Ribeiro, 1853, est. V, figs. 1, 2 e 4); b, e, h – espécimes originais ilustrados; c, f, i – etiquetas originais (f, i) e etiqueta antiga (1910-1920) do NHM (c).

especializado em moluscos fósseis do Cenozoico, terá sido o último a inventariar a coleção, na década de 1920 (Pinto, 1932). Este espólio, com um importante valor histórico, permanecia por rever, não existindo qualquer atualização do seu conhecimento deste a década de 1850.

7.3.2. Constituição da coleção

A Coleção Carlos Ribeiro do NHM inclui 105 espécimes de trilobites portuguesas (Tab. 7.4) provenientes das sequências ordovícicas do Anticlinal de Valongo (17 espécimes) e do Sinclinal de Buçaco (88 espécimes). A revisão desta coleção permitiu a identificação de um total de 15 espécies, sendo as mais representados *Neseuretus tristani* (do Ordovícico Médio) e *Crozonaspis dujardini* (do Ordovícico Superior). A correspondência entre as identificações de Salter e a atualização do conhecimento efetuada neste trabalho encontra-se resumida na Tab. 7.5. A maioria dos espécimes provém de níveis do Ordovícico Médio (77 exemplares), sendo os restantes 28 do Ordovícico Superior, os quais foram incluídos no estudo sistemático (Capítulo 8). A nível litostratigráfico, a Formação Fonte da Horta, do Sinclinal de Buçaco, foi a que proporcionou maior de espécimes (cerca de 40% da totalidade do material). Em ordem de abundância seguem-se as formações Louredo (do mesmo Sinclinal) e a Formação Valongo (do Sinclinal de Valongo). Esta última formação e a Formação Fonte da Horta são também atualmente as mais bem representadas quer nas coleções de domínio público, quer nas coleções privadas de trilobites portuguesas.

Em termos de jazidas fossilíferas (Tab. 7.6), os espécimes da Coleção Carlos Ribeiro provêm de 14 pontos, alguns dos quais considerados hoje jazidas clássicas pela abundância de material que proporcionaram desde então até aos dias de hoje (e.g. Portela de Louredo – LOR-FLO-1 neste trabalho; Porto de Lousa – MID-FLO-1, neste trabalho).

Tabela 7.4. Taxa de trilobites portuguesas da Coleção Carlos Ribeiro do National History Museum de Londres por região geográfica e respetivo número de espécimes existente.

Série/Região	Nº de espécimes	Série/Região	Nº de espécimes
Ordovícico Médio	**77**	**Valongo**	**17**
Buçaco	**18**	*Colpocoryphe rouaulti*	1
Colpocoryphe rouaulti	3	*Isabelinia glabrata*	1
Crozonaspis sp.	2	*Neseuretus* sp.	3
Crozonaspis struvei	1	*Neseuretus tristani*	8
Neseuretus sp.	2	*Nobiliasaphus* sp.	1
Neseuretus tristani	8	*Placoparia tournemini*	3
Phacopidina micheli	2	**Vila Nova de Poiares**	**11**
Penacova	**31**	*Colpocoryphe rouaulti*	2
Crozonaspis mayensis?	2	*Neseuretus tristani*	7
Crozonaspis sp.	2	*Phacopidina micheli*	1
Crozonaspis struvei	5	*Placoparia tournemini*	1
Ectillaenus giganteus	5	**Ordovícico Superior**	**28**
Isabelinia glabrata	1	**Buçaco**	**28**
Morgatia hupei	2	*Crozonaspis dujardini*	22
Neseuretus tristani	11	*Dalmanitina philippoti*	3
Nobiliasaphus sp.	1	*Deanaspis seunesi*	3
Phacopidina micheli	2	**Total Geral**	**105**

As trilobites portuguesas da Coleção Carlos Ribeiro do NHM encontram-se agora devidamente catalogadas, com a informação litostratigráfica, cronostratigráfica e sistemática atualizada, sendo o seu inventário, que inclui uma ficha correspondente a cada exemplar, passível de consulta nesta instituição (Anexo IV).

Nas Figuras 68 e 69 figuram-se alguns espécimes representativos da Coleção Carlos Ribeiro do NHM.

Tabela 7.5. Correspondência entre as identificações de Salter *in* Ribeiro (1853) e outras antigas e as efetuadas neste trabalho, à luz do conhecimento sistemático atual.

Asaphus powisii?	***Ogygia***	***Phacops beirensis***
Isabelinia glabrata	*Nobiliasaphus* sp.	*Crozonaspis struvei*
Calymene	***Ogygia glabrata***	***Phacops* n. sp.**
Neseuretus sp.	*Isabelinia glabrata*	*Crozonaspis mayensis?*
Calymene arago	***Phacops***	***Phacops socialis***
Colpocoryphe rouaulti	*Crozonaspis dujardini*	*Crozonaspis struvei*
Calymene tristani	*Crozonaspis* sp.	***Placoparia zippei***
Crozonaspis dujardini	***Phacops (Portlockia)***	*Placoparia tournemini*
Neseuretus tristani	*Morgatia hupei*	***Trinucleus***
Crozonaspis dujardini	***Phacops dujardini***	*Deanaspis seunesi*
Phacopidina micheli	*Crozonaspis dujardini*	***Trinucleus pongerardi***
***Illaenus lusitanicus* (=*I. giganteus*)**	*Crozonaspis* sp.	*Deanaspis seunesi*
Ectillaenus giganteus	*Phacopidina micheli*	

Tabela 7.6. Lista de localidades das jazidas fossilíferas das trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do National History Museum de Londres.

Buçaco	Penacova	Valongo	Vila Nova de Poiares
Buçaco	Palmazes	Valongo	Mucela
Penacova	Porto de Lousa		
Portela de Louredo	Riba de Baixo		
Porto da Mealhada	Sazes		
Porto de Lousa			
Porto de Mealhada			
Porto de Santa Anna			
Serra de Buçaco			
Vale do Gondolim			

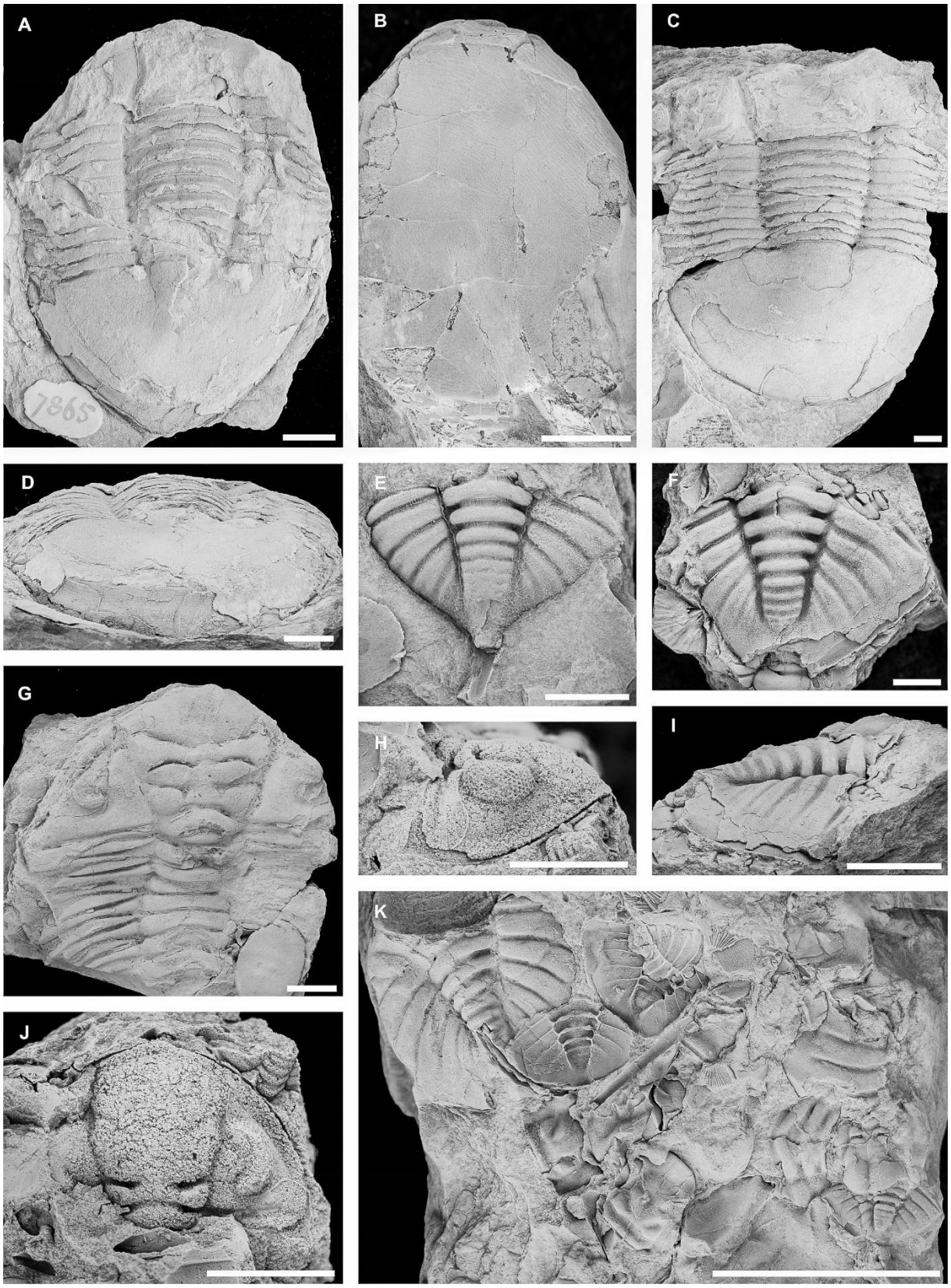


Figura 7.14. Trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do NHM (Londres) do Ordovícico Médio do Sinclinal de Buçaco. A-D, *Ectillaenus giganteus* (Burmeister, 1843), molde interno de carapaça (A, D, In28499; C, In28496), molde interno de cranídio (B, In28496); E, *Crozonaspis mayensis*? Clarkson & Henry, 1973, molde interno de pigídip (In28477); F-G, I, *Crozonaspis struvei* Henry, 1968, molde interno de pigídio (F, I; S4827) e de cefalotórax (G; In28474); H, J, *Phacopidina micheli* (Tromelin, 1877), molde interno de cefalão (S 4826); K, vários - *Phacopidina micheli*, *Neseuretus tristani* (Brongniart *in* Desmarest, 1817) e *Crozonaspis struvei*. Escala das figuras = 5 mm. Mais informações ver Anexo IV.

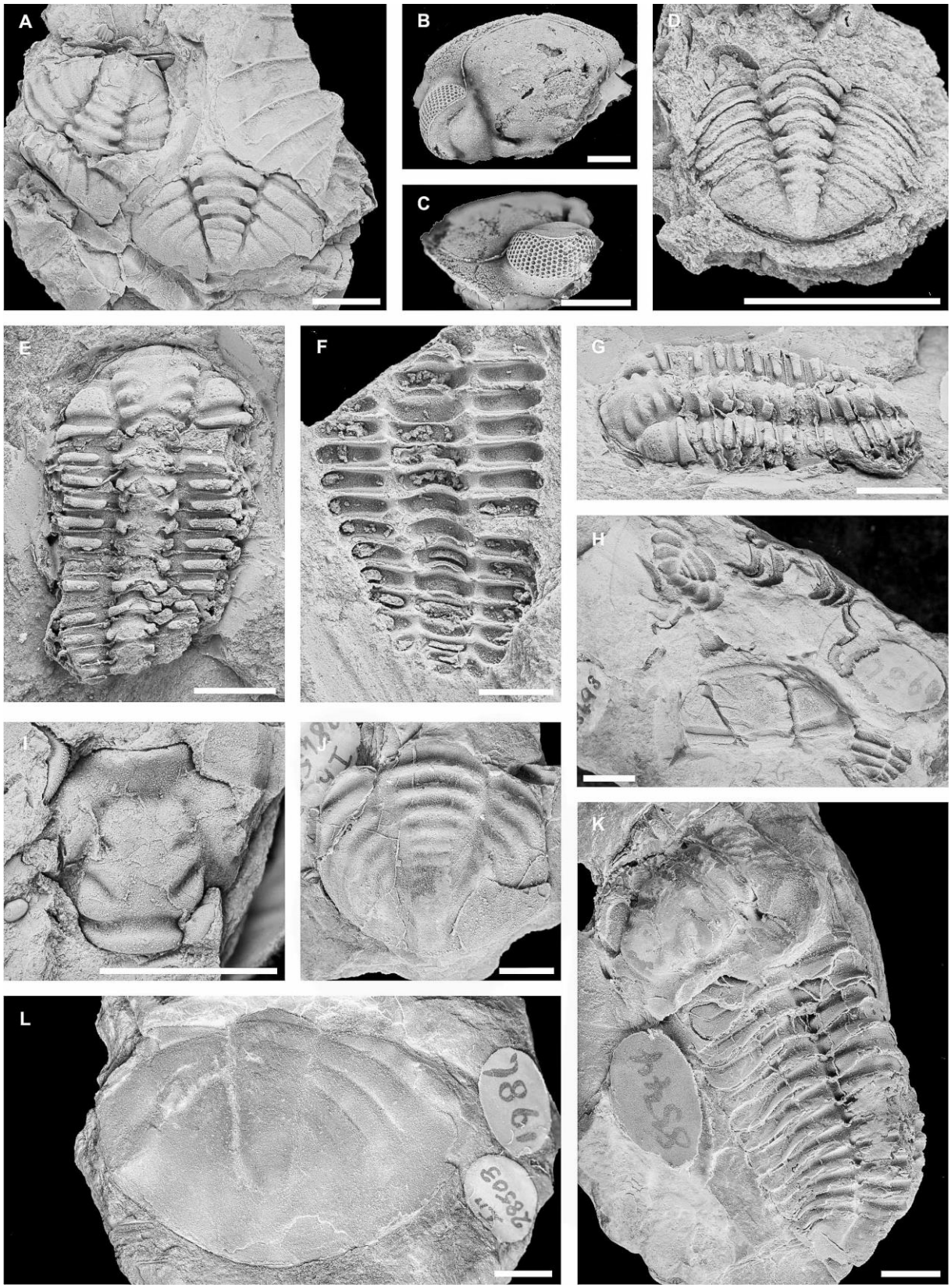


Figura 7.15. Trilobites da Coleção Carlos Ribeiro do NHM (Londres) do Ordovícico Médio do Sinclinal de Buçaco. A, vários – *Crozonaspis* sp., *Phacopidina micheli* (Tromelin, 1877) e *Nobiliasaphus* sp; B-D, *Morgatia hupei* (Nion & Henry, 1966), molde interno de cefalão (B-C, In28482) e molde interno de toracopigídio (D, In28483); E-H, *Coplacoparia tournemini* (Rouault, 1847), molde interno (E, G) e correspondente externo (F) de carapaça (In28492) e molde interno de cefalão (H; no quarto quadrante observa-se também molde externo de *Eccoptochile* sp.); I-K, *Neseuretus tristani* (Brongniart *in* Desmarest, 1817), molde interno de cranídio (I; S4822), de pigídio (J, In23453) e de carapaça desarticulada (K, In28456); L, *Isabelinia glabrata* (Salter, 1853), molde interno de pigídio (In28503). Escala das figuras=5mm (exceto A-C=2mm). Mais informações, Anexo IV.

7.4. Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (MGUTAD)

O material recolhido nas campanhas de campo no âmbito deste trabalho foi, maioritariamente, incorporado nas coleções do Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (MGUTAD15000-15714). A maioria foi recolhida entre 18 e 21 de julho de 2011, resultado de uma campanha na região de Mação realizada em paralelo com o Programa Ocupação Científica de Jovens nas Férias, promovido pela Ciência Viva - Agência Nacional para a Cultura Científica e Tecnológica e pela Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro (tendo como responsável Artur Sá, co-orientador dos trabalhos deste doutoramento).

7.4.1. Constituição da coleção

A coleção do MGUTAD resultante deste trabalho está constituída por mais de 700 espécimes provenientes, sobretudo, do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, mas também de níveis coetâneos dos sinclinais de Buçaco, Fajão, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e Moncorvo. Inclui ainda sete espécimes provenientes da Formação Ktaoua-Superior do Ordovícico Superior da região de Zagora, Marrocos.

Da totalidade de fósseis recolhidos e incorporados nas coleções do MGUTAD, 487 (Tab. 7.7) foram incluídos no estudo sistemático (Capítulo 8). Estes pertencem a um total de 48 taxa e incluem o material-tipo de cinco espécies, definidas como resultado deste trabalho: *Radnoria guyi, Dalmanitina manfroi* n. sp., *Eudolatites queixoperra* n. sp., *Actinopeltis*? *henrotayi* e de *Eodalmanitina berouniana* n. sp. É a única coleção onde a espécie *Eodalmanitina berouniana* n. sp. está representada.

Tabela 7.7. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção MGUTAD e respetivo número de espécimes existente.

Taxa	Nº de espécimes	Taxa	Nº de espécimes
Cekovia aff. *perplexa*	1	*Dalmanitina philippoti*	5
Cekovia cf. *transfuga*	1	*Primaspis romanoi* n. sp.	5
Dalmanitina sp.	1	*Actinopeltis tejoensis*	6
Iberocoryphe cf. *bonissenti*	1	*Crozonaspis* aff. *dujardini*	6
Nobiliasaphus katianus n. sp.	1	*Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma*	6
Actinopeltis? henrotayi n. sp.	1	*Vysocania marocana* n. sp.	7
Actinopeltis sp.	2	*Vysocania iberica*	8
Calymenella boisseli	2	*Cekovia* sp.	10
Lichas sp.	2	*Selenopeltis buchi*	12
Phacopidina? armoricana	2	*Deanaspis* cf. *seunesi*	18
Plaesiacomia robardeti n. sp.	2	*Armoricania beaumonti*	21
Radnoria guyi	2	*Eccoptochile clavigera*	23
Ulugtella? guedesi n. sp.	2	*Eudolatites queixoperra* n. sp.	28
Calymenella cf. *bayani*	3	*Prionocheilus verneuili*	32
Cekovia piresi n. sp.	3	*Crozonaspis chauveli*	48
Kloucekia youngi n. sp.	3	*Colpocoryphe grandis*	55
Parillaenus ? cf. *creber*	3	*Dalmanitina manfroi* n. sp.	60
Deanaspis seunesi	4	*Dalmanitina rabanoae* n. sp.	93
Eodalmanitina berouniana n. sp.	4	**Total Geral**	**487**
Vysocania cf. *iberica*	4		

7.5. Coleção Miguel Pires (CMP)

No âmbito deste trabalho foram estudadas as trilobites do Ordovícico Superior de Portugal da coleção particular do paleontólogo amador Miguel Pires (Tomar, Portugal). Esta coleção está temporariamente depositada na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. O material que constitui esta coleção foi coletado durante as décadas de 2000 e 2010.

7.5.1. Constituição da coleção

A CMP estudada neste trabalho está constituída por 392 espécimes (Tab. 7.8) provenientes, sobretudo, do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, mas também de níveis coetâneos dos sinclinais de Buçaco e Vila Velha de Ródão. Estes pertencem a um total de 34 taxa e incluem o material-tipo de três espécies, definidas como resultado deste trabalho: *Cekovia piresi* n. sp., *Primaspis romanoi* n. sp. e *Dalmanitina rabanoae* n. sp. É a única coleção onde *Lichas* sp. da Formação Cabeço do Peão está representada.

Tabela 7.8. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção CMP e respetivo número de espécimes existente.

Taxa	Nº de espécimes	Taxa	Nº de espécimes
Cekovia cf. *transfuga*	1	*Radnoria guyi*	8
Cekovia loredensis	1	*Crozonaspis* aff. *dujardini*	10
Dalmanitina sp.	1	*Crozonaspis dujardini*	11
Lichas sp.	1	*Crozonaspis* cf. *chauveli*	12
Dalmanitina rabanoae n. sp.	2	*Eudolatites queixoperra* n. sp.	12
Eodalmanitina berouniana n. sp.	2	*Vysocania iberica*	13
Kloucekia youngi n. sp.	2	*Phacopidina? armoricana*	15
Selenopeltis buchi	2	*Actinopeltis tejoensis*	16
Zeliszkella cf. *renaudae*	2	*Ulugtella? guedesi* n. sp.	20
Dalmanitina cf. *rabanoae*	3	*Eoharpes macaoensis*	21
Deanaspis cf. *seunesi*	3	*Primaspis romanoi* n. sp.	21
Colpocoryphe grandis	4	*Dalmanitina manfroi* n. sp.	22
Crozonaspis chauveli	4	*Eccoptochile clavigera*	26
Nobiliasaphus sp.	4	*Deanaspis grenieri*	37
Actinopeltis? henrotayi n. sp.	5	*Cekovia piresi* n. sp.	42
Deanaspis seunesi	8	*Armoricania beaumonti*	45
Iberocoryphe cf. *bonissenti*	8	**Total Geral**	**392**
Prionocheilus verneuili	8		

7.6. Coleção Armando Marques Guedes (CMG)

No âmbito deste trabalho foi estudada uma porção da coleção particular de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro do paleontólogo amador Armando Marques Guedes (Lisboa, Portugal). Esta coleção está temporariamente depositada na

Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. O material que constitui esta coleção foi coletado durante as décadas de 1980 a 2000.

7.6.1. Constituição da coleção

A CMG estudada neste trabalho está constituída por 129 espécimes (Tab. 7.9) provenientes da Formação Cabeço do Peão do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Estes pertencem a um total de 20 taxa e incluem o material-tipo de uma espécie, definida como resultado deste trabalho: *Ulugtella*? *guedesi* n. sp.

Tabela 7.9. Taxa de trilobites do Ordovícico Superior da coleção CMG e respetivo número de espécimes estudados.

Taxa	Nº de espécimes	Taxa	Nº de espécimes
Colpocoryphe grandis	1	*Dalmanitina manfroi* n. sp.	4
Deanaspis grenieri	1	*Selenopeltis buchi*	5
Actinopeltis? henrotayi n. sp.	1	*Actinopeltis tejoensis*	6
Zeliszkella cf. *renaudae*	1	*Ulugtella? guedesi* n. sp.	6
Crozonaspis aff. *dujardini*	2	*Vysocania iberica*	7
Phacopidina? armoricana	2	*Armoricania beaumonti*	13
Primaspis romanoi n. sp.	2	*Deanaspis seunesi*	14
Prionocheilus verneuili	2	*Eccoptochile clavigera*	15
Cekovia piresi n. sp.	3	*Eoharpes macaoensis*	38
Eudolatites queixoperra n. sp.	3	**Total Geral**	**129**
Iberocoryphe cf. *bonissenti*	3		

7.7. Coleção Pierre-Marie Guy (PMGT)

No âmbito deste trabalho foram estudados quatro espécimes de *Armoricania beaumonti* e um de *Radnoria guyi* da Formação Cabeço do Peão do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro da coleção privada do paleontólogo amador Pierre-Marie Guy (Clarensac, Portugal). Este último foi doado pelo colecionador à coleção do MGUTAD, constituindo o holótipo desta espécie. Esta coleção está temporariamente depositada na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa. O material que constitui esta coleção foi coletado durante as décadas de 1990 e 2000.

7.8. Coleção Michel Henrotay (CMH)

No âmbito deste trabalho foram estudados vários espécimes de *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* e um de *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. da Formação Cabeço do Peão do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro da coleção privada do colecionador Michel Henrotay (Liège, Bélgica). Este último foi doado pelo colecionador à coleção do MGUTAD, constituindo o holótipo desta espécie.

7.9. Coleção Musée de Géologie de l'Université de Rennes (IGR)

No âmbito da revisão de *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* da Formação Louredo do Sinclinal de Buçaco, foi estudada a coleção dos espécimes deste táxon documentada por Henry (1980). Este material foi recolhido na década de 1970 e depositado no Musée de Géologie de l'Université de Rennes (Rennes, França), tendo o atual curador deste museu, Damien Gendry, cedido fotografias. Esta coleção constitui o material-tipo da nova espécie *Plaesiacomia robardeti*, tendo sido incluída no estudo sistemático (Capítulo 8).

7.10. Coleção Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza

De 27 a 29 de outubro de 2014 foi estudada a coleção de trilobites da Formação Caliza de Cistoideos (Kralodvoriano, Espanha) de Wolfgang Hammann (Hammann, 1992), depositada no Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza (Saragoça, Espanha), para comparação com os espécimes portugueses. Foram efetuados moldes em látex e o registo fotográfico de muitos exemplares, incluindo o material-tipo de alguns taxa identificados nas sequências portuguesas (e.g. *Parillaenus*? *creber, Cekovia perplexa, Cyrtometopus meridianus*). A consulta desta coleção permitiu corrigir algumas determinações taxonómicas, esclarecer a identidade específica de vários espécimes portugueses, efetuar a revisão dos géneros *Lichas, Cekovia* e *Radnoria* tendo o material representante de alguns destes taxa sido incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).

7.11. Coleção Instituto Geologico y Minero de España (IGME)

No âmbito da revisão do género *Vysocania*, foi estudada a coleção dos espécimes da Formação Ktaoua-Superior, da região de Zagora, do Instituto Geologico y Minero de España (IGME, Madrid, Espanha). Este material foi maioritariamente recolhido nas últimas duas décadas por Juan-Carlos Gutiérrez-Marco e cedido por Isabel Rábano. Foram efetuados moldes em látex e o registo fotográfico dos espécimes, constituindo esta coleção o material-tipo da nova espécie *Vysocania marocana*, incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).

7.12. Coleção Naturmuseum Senckenberg (SMF)

De 12 a 16 de janeiro de 2015 foi estudada a coleção de trilobites do Naturmuseum Senckenberg (Frankfurt, Alemanha; Fig. 7.16), para comparação com os espécimes portugueses. O objetivo principal desta visita foi rever o material espanhol publicado por Wolfgang Hammann nas décadas de 1970 e 1980 (Hammann, 1974, 1976, 1983), em especial o material proveniente da Formação Bancos Mixtos, do Berouniano superior de Espanha. Foram efetuados moldes em látex e o registo fotográfico de muitos exemplares, incluindo o material-tipo de alguns taxa identificados nas sequências portuguesas (e.g. *Vysocania iberica, Dalmanitina acuta* e *Onnia? malladai*). A consulta desta coleção permitiu corrigir algumas determinações taxonómicas, esclarecer a identidade específica de vários espécimes

portugueses e efetuar a revisão dos géneros *Vysocania* e *Cekovia*, tendo o material representante destes taxa sido incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).



Figura 7.16. Vista geral do arquivo da coleção de trilobites do Naturmuseum Senckenberg e detalhe das gavetas com o material tipo da espécie *Onnia? malladai* (= *Onnia* n. sp. aff. *grenieri* de Hammann, 1976).

7.13. Coleção Národní muzeum v Praze (NMP)

De 10 a 19 de fevereiro de 2015 foi estudada a coleção de trilobites do Národní muzeum v Praze (Praga, República Checa; Figs. 71, 72), para comparação com os espécimes portugueses. Esta visita foi financiada pelo projeto SYNTHESYS. Esta importante coleção inclui o material publicado por Hawle & Corda (1846) e Barrande (1846, 1852, 1872), que inclui numerosos espécimes-tipo de taxa representados ou proximamente relacionados com os representados em Portugal. Foram efetuados moldes em látex e o registo fotográfico de muitos exemplares, incluindo o material-tipo de alguns taxa identificados nas sequências portuguesas (e.g. *Eccoptochile clavigera*, *Selenopeltis buchi*). A consulta desta coleção permitiu corrigir algumas determinações taxonómicas, esclarecer questões sistemáticas,

clarificar a identidade genérica de vários espécimes portugueses e efetuar a revisão dos géneros *Cekovia*, *Vysocania*, *Radnoria* e *Phillipsinella*, tendo o material representante de alguns destes taxa sido incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).

7.14. Coleção Česká geologická služba (CGS)



Figura 7.17. Vista do arquivo da coleção de trilobites de Hawle & Corda e de Barrande do Národní muzeum v Praze.



Figura 7.18. Etiqueta original e gaveta contendo o material correspondente às estampas 43-44 de Barrande (1852) das coleções do Národní muzeum v Praze.



Figura 7.19. Coleção de Jiři Vaněk da Česká geologická služba.

De 10 a 19 de fevereiro de 2015 foi estudada a coleção de trilobites da Česká geologická služba (Praga, República Checa), para comparação com os espécimes portugueses. Esta visita foi financiada pelo projeto SYNTHESYS. Esta importante coleção inclui o material publicado por Milan Šnajdr e Jiři Vaněk (Fig. 7.19) em numerosos trabalhos durante a segunda metade do século XX, que inclui o material-tipo de taxa representados ou proximamente relacionados com os representados em Portugal. Foram efetuados moldes em látex e o registo fotográfico de muitos exemplares, incluindo o material-tipo de *Colpocoryphe grandis*, taxon identificado nas sequências portuguesas. A consulta desta coleção permitiu corrigir algumas determinações taxonómicas, esclarecer questões sistemáticas, clarificar a identidade genérica de vários espécimes portugueses e efetuar a revisão dos géneros *Cekovia* e *Vysocania*, tendo o material representante de alguns destes taxa sido incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).

7.15. Coleção Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech (MBHR, Rokycany

No âmbito da revisão do género *Vysocania*, foi estudado o espécime eleito para holótipo de *Harrisia rumpalensis* – nomina nuda – por Josef Moravec (inédito). Este material, cujas fotografias foram cedidas por Petr Kraft, provém da Formação Libeň do Berouniano inferior da República Checa, foi incluído no estudo sistemático (Capítulo 8).

8. PALEONTOLOGIA SISTEMÁTICA

Metodologia. O estudo sistemático seguiu os procedimentos convencionais para o grupo. A maior parte das trilobites estudadas não tinham sido anteriormente descrita e/ou figurada de forma aprofundada. Foi, sempre que possível, efetuado um esforço de redução da extensão deste estudo, evitando a repetição de descrições morfológicas de taxa previamente descritos por outros autores e encurtando as listas de sinonímias sempre que se podia reencaminhar para a lista de outro autor. Porém, a ausência de trabalhos detalhados de sistemática de trilobites em Portugal e em português, e a necessidade de revisão de taxa de alta (e.g. famílias) e baixa (e.g. géneros) categoria taxonómica que foi surgindo conforme se procurava efetuar o melhor enquadramento sistemático dos espécimes estudados, justifica o desenvolvimento deste capítulo.

Do ponto de vista laboratorial, as amostras que continham os espécimes recolhidos no âmbito deste trabalho foram reduzidas em máquina de corte com disco diamantado no Laboratório de Paleontologia da UTAD. Após este procedimento, os espécimes foram numerados com tinta branca e marcador preto permanente e preparados para estudo com estilete e percutor *Vibroscript* (Alemanha) e Engraver (290-1) da *Dremel* (Estados Unidos da América) no PaleoLab do GeoFCUL. Os espécimes pertencentes a coleções privadas (CMP, CMG, PMGT), foram submetidos ao mesmo processo, com exceção da máquina de corte. Os espécimes pertencentes a coleções pré-existentes de domínio público não foram preparados com ferramentas mecânicas para manutenção das peças, com exceção de alguns espécimes selecionados do Museu Geológico de Lisboa, sem detrimento para a conservação do material, e outros não catalogados do Národní muzeum v Praze, limpos a pedido pelos preparadores desta instituição.

Foi efetuada, sempre que necessário, moldagem em látex dos moldes externos, para observação dos espécimes em positivo com os detalhes morfológicos exteriores. Aos moldes em látex foi aplicado o mesmo procedimento que aos espécimes, o qual se descreve de seguida. Embora seja comummente regra na figuração de trilobites, nem sempre se optou por fotografar os moldes em látex para figuração nas estampas. O estudo sistemático de alguns grupos (e.g. cheirurídeos, odontopleurídeos) demonstrou utilidade em se figurar diretamente os moldes externos, pois permitem uma observação mais evidente dos sulcos e cristas e uma melhor comparação posterior com outros espécimes em estudo.

Após a preparação mecânica do material (quando efetuada), os espécimes foram estudados com lupa binocular *Olympus* SZ51 (ampliação de 40X) com iluminação por fibra ótica KL200 e/ou equivalente disponível nas diferentes instituições visitadas.

Os espécimes figurados foram branqueados para fotografia. Por vezes, o branqueamento foi efetuado também para o estudo dos espécimes à lupa binocular, uma vez que facilita a observação das estruturas. Este branqueamento foi efetuado sobretudo com cloreto de amónio, substância que se decompõe ao ser aquecida intensamente ou ao arder, libertando um fumo esbranquiçado (Fig. 8.1a). Em alguns espécimes, o branqueamento foi efetuado com fita de magnésio, a qual queimada produz um fumo branco. Embora a fita de magnésio permita um

branqueamento mais intenso e, consequentemente, um maior contraste, tem a desvantagem de ser muito mais caro, mais difícil de manejar e significativamente mais difícil de remover da superfície do fóssil, podendo inclusive deixar manchas permanentes.

Alguns espécimes preservados em litologias mais claras foram escurecidos com opaco fotográfico antes do branqueamento. Embora este escurecimento prévio seja usualmente efetuado a todo o material fóssil, não se considerou que as diferenças obtidas na grande maioria dos espécimes justificassem a aplicação de opaco fotográfico, a qual não só tornaria o processo mais vagaroso como, e sobretudo, deterioraria os fósseis já que muitas vezes é difícil eliminá-lo completamente. Após branqueamento, os espécimes foram dispostos num copy-stand fotográfico, com fundo negro anti-reflexo e um conjunto de duas ou quatro luzes de tungsténio, permitindo iluminação principal no quadrante esquerdo superior e correção de sombras com iluminação nos quadrantes direitos (Fig. 8.1b). O material foi fotografado usando uma máquina fotográfica *Canon* EOS 550D equipada com uma lente macro *Canon* EF 100mm f/2.8L. Cada espécime foi fotografado a diferentes focagens, tendo a imagem final sido obtida por sobreposição com recurso ao software Helicon Focus 6.4.3 (Helicon Soft Ltd., Ucrânia). Os pares esteroscópicos foram obtidos com este mesmo software.

Nas instituições visitadas, foram utilizados os recursos existentes, correspondendo em alguns casos a laboratório fotográfico (e.g. NMP e CGS), tendo sido noutros casos improvisado um copy-stand (e.g. Naturmuseum Senckenberg).

As estampas fotográficas foram produzidas eletronicamente, com o software *Corel Draw* X8 (Corel, USA), e editadas com o software *Adobe Photoshop Lightroom* 5.6 (Adobe, USA).

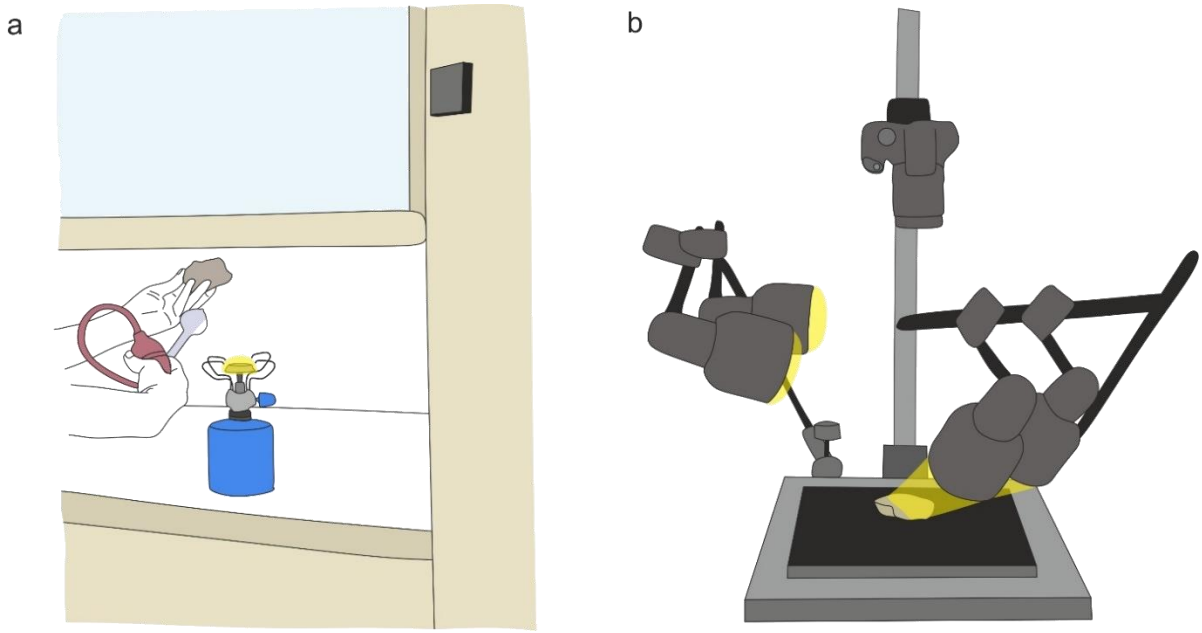


Figura 8.1. a, procedimento adotado para branqueamento dos fósseis com cloreto de amónio: fonte de calor, balão de vidro com uma extremidade aberta e outra conectada à pompete, cloreto de amónio em pó que após aquecimento do balão na chama é libertado sob a forma de fumo branco para o fóssil, controlado pela pompete. Todo o procedimento deve ser efetuado dentro de hotte. b, procedimento adotado para fotografia dos espécimes: copy-stand com câmara fotográfica, a qual pode estar conectada a um computador para disparo remoto, fundo negro opaco e controlo da luminosidade para ajuste de sombras pretendido.

Repositórios do material estudado. O material descrito e figurado encontra-se depositado nas coleções do Museu Geológico de Lisboa, Lisboa, Portugal (MG), Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes, Vila Real, Portugal (MGUTAD,), Museu Nacional de História Natural e da Ciência, Lisboa, Portugal (MHNH/UL), Instituto Geologico y Minero de España (IGME; Madrid, Espanha), Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza (MPZ; Saragoça, Espanha), Musée de Géologie de l'Université de Rennes (IGR, Rennes, França); National History Museum (NHM, Londres, Inglaterra), Senckenberg Museum (SMF, Frankfurt, Alemanha), Národní muzeum v Praze (NMP, Praga, República Checa), Česká geologická služba (CGS, Praga, República Checa) e Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech (MBHR, Rokycany, República Checa).

Foi ainda descrito e figurado material de quatro coleções privadas, atual e temporariamente depositado na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa: Coleção Miguel Pires (CMP), Coleção Marques Guedes (CMG), Coleção Pierre Marie-Guy (CPMG) e Coleção Michel Henrotay (CMH).

O material recolhido durante este trabalho foi incorporado nas coleções do Museu Geológico de Lisboa (MG30500-MG30626) e do Museu de Geologia Fernando Real da Universidade de Trás-os-Montes (MGUTAD15000-15714).

Para mais informações sobre as coleções estudadas neste trabalho, consultar o Capítulo 7.

Terminologia adotada. A terminologia morfológica geral utilizada segue a proposta de Whittington *in* Kaesler (1997) e Whittington & Kelly *in* Kaesler (1997). Para termos descritivos particulares de cada grupo taxonómico, foram adotadas as propostas dos trabalhos de revisão mais recentes, nomeadamente Whittington (1997) e Carlucci *et al.* (2012) para Illaenidae, Bruton (1976) para Phillipsinallinae, Bruton (1968) para Panderiidae, Thomas & Holloway (1988) para Lichidae, Ramsköld (1991) e Ramsköld & Chatterton (1991) para Odontopleuridae, Hughes *et al.* (1975) para Trinucleidae e Ebach & McNamara (2002) para Harpetidae. Sempre que necessário, acrescentou-se, aquando da utilização de um termo, o autor em cuja asseção é empregue. Nos que diz respeito à tradução dos termos morfológicos ingleses para português, optou-se por utilizar na maoria dos casos os pré-estabelecidos em trabalhos anteriores (e.g. Sá & Gutiérrez-Marco, 2006). Porém, muitos termos não possuíam ainda uma tradução, tendo-se efetuado uma tradução livre com base na comparação com outras traduções de idiomas latinos, como a espanhola (e.g. Rábano, 1990; Esteve, 2013) e francesa (e.g. Henry, 1980; Lebrun, 1994, 1995) e, quando inexistente ou julgado necessário, propôs-se uma nova tradução. A correspondência entre os termos morfológicos ingleses e as traduções portuguesas utilizadas neste trabalho pode ser consultada na Tab. 8.1.

Classificação adotada. A alta taxonomia segue sobretudo a proposta de Adrain (2011, 2013). A ordem suprafamiliar pela qual os taxa são aqui apresentados, segue a proposta de Adrain (2013). Relativamente à classificação adotada em baixa taxonomia, as propostas seguidas e considerações necessárias são efetuadas nas observações de cada taxon. No que diz respeito aos termos utilizados para referir colectivamente os membros de um determinado taxon (e.g. Illaenidae – *illaenids*), a tradução foi efetuada mantendo a raiz original do nome (neste caso, illaen-) e acrescentando a terminação portuguesa "-ídeo", para família (illaenídeo) ou "-íneo"

para subfamília (illaeníneo). No caso de categorias taxonómicas superiores (ordem, subordem) optou-se apenas por alterar a última letra para -o (Illaenina – illaenino), mantendo sempre a raiz original e adaptando a terminação para a usada em biologia em Portugal (e.g. Hominidae – hominídeos). A manutenção da raiz do nome original tem a vantagem de diminuir a variedade de termos utilizados na bibliografia ibérica para estas designações (e.g. cheirúridos, cheirurídeos, queirurídeos; ilénidos, ilenídeos, illaenídos), homogeneizando os termos e gerando uma regra futura para adaptação de outros nomes.

Conceito de espécie adotado. A espécie é considerada a unidade básica taxonómica. Apesar da problemática sobre o conceito de espécie, que permanece como um dos aspectos mais controversos da biologia evolutiva, esta categoria taxonómica é largamente considerada a única passível de testar e definir objetivamente (Mallet, 2001). Por outro lado, é frequente confundir-se o "conceito de espécie" (grupo taxonómico, em geral) com a "identificação da espécie" (o reconhecimento de uma espécie, em particular). Dada a sua importância, existem atualmente muitos conceitos de espécie que ao longo das últimas décadas têm sido debatidos no âmbito da sistemática biológica neontológica (e.g. Wiley, 1978). Em paleontologia, é também essencial que se estabeleça qual o conceito de espécie seguido. Porém, na paleontologia de invertebrados, contrariamente à de vertebrados, este tema não é usualmente tido em conta e, por conseguinte, desvalorizam-se as implicações que encerra.

Existem sobretudo dois conjuntos de conceitos de espécie: conceitos baseados em processos (*Process-based species concepts*) e os conceitos baseados em padrões (*Pattern-based species concepts*). O primeiro conjunto inclui o conhecido conceito biológico de espécie (Mayr, 1942, 1970), que considera que esta se define por isolamento reprodutivo, e o conceito evolutivo de espécie (Simpson, 1961), baseado em ancestralidade e descendência. Este tipo de conceitos baseia-se na descrição de um processo através do qual se assume a existência de uma espécie. Não é possível saber-se de forma vasta qual o potencial de isolamento reprodutivo (e aqui refiromo-nos à biologia moderna, sendo óbvia a impossibilidade deste conhecimento na paleontologia) e não é possível obter evidências empíricas sobre ancestralidade ou descendência, apenas se pode afirmar que determinada forma é plesiomórfica em relação a um seu descendente, direto ou indireto. Este conceito é válido para a definição de espécie, mas não extrapolável para definir uma espécie, isto é, se se partir do princípio que uma espécie está definida por isolamento reprodutivo, não se podem identificar espécies no registo fóssil, pois não se pode reconhecer tal processo e morfologia não significa potencial para se reproduzir.

Os conceitos baseados em padrões, de que são exemplo o conceito fenético (Nixon & Wheeler, 1990) e os conceitos filogenéticos modernos (Wheeler & Platnick, 2000), defendem que primeiro se devem documentar as evidências e só posteriormente nos devemos debruçar sobre as razões para a existência da espécie. No entanto, estes conceitos acabam por confundir a definição da categoria espécie com a identificação, o reconhecimento, de espécies concretas. O conceito de Wheeler & Platnick (2000, p. 58) espelha esta confusão, admitindo que uma espécie é "o menor agregado de populações (sexuais) ou linhagens (assexuais) diagnosticáveis por uma combinação única de estados de caracteres".

Neste sentido, é importante adoptar uma definição de espécie biológica (pois o que define a espécie – categoria, em geral – hoje tem de ser o mesmo que antigamente, não pode haver um conceito de espécie para o passado e outro para a atualidade) e admitir que, para identificar/reconhecer as espécies baseadas em material fóssil usamos uma metodologia baseada em carateres morfológicos (e, secundariamente, em outros, como os estratigráficos, uma vez que do ponto de vista biológico é difícil conceber que dois conjuntos de espécimes fenotipicamente indistinguíveis separados temporalmente por, e.g., vários períodos geológicos, correspondam à mesma espécie).

No que diz respeito ao reconhecimento das espécies, deve-se primeiramente identificar o padrão, sendo que este reconhecimento é algo que pode ser repetido e testado. Após este procedimento e, por conseguinte, após o reconhecimento das espécies com base nos critérios utilizados, pode-se então tentar explicar como se chegou a tal padrão, invocando os processos evolutivos que o terão gerado. Mas estes procedimentos fazem já parte da metodologia para reconhecimento de espécies e não do conceito de espécie em si.

A sistemática neste trabalho baseou-se assim na tentativa de identificar as mínimas unidades diagnosticáveis, com base nas evidências morfológicas. Do ponto de vista conceptual, considera-se neste trabalho a espécie como unidade mínima diagnosticável, pelo que, excetuando algumas exceções, subespécies anteriormente definidas são tratadas neste trabalho como espécies independentes. Se existe um conjunto permanente de caracteres possível de documentar, o qual diferencia um conjunto de espécimes com determinada proveniência, este é entendido como representante de uma espécie distinta, pois essas diferenças são as únicas evidências passíveis de testar. Por outro lado, considera-se que o risco de considerar dois conjuntos de espécimes distintos como pertencentes à mesma espécie (diferentes subespécies) é significativamente maior, pelas implicações que tal consideração acarreta (ecológicas, biogeográficas, biostratigráficas), do que equivocamente separar a nível específico duas populações de uma mesma espécie biológica.

Não as separar a nível específico porque são bastante parecidas, existindo um conjunto de caracteres que as distingue, torna a sistemática (ainda) mais subjetiva. Também a divisão subgenérica, pelo mesmo motivo conceptual, é evitada neste trabalho, avaliando-se caso a caso as situações em que se considera que os subgéneros anteriormente definidos devem constituir géneros distintos e as em que não se considera que os caracteres distintivos justifiquem a separação genérica. Muitas vezes, o uso deste tipo de subdivisão taxonómica não é mais do que uma forma de documentar que, de entre as espécies atribuídas a um género, existem umas mais ou menos afins entre si. Do ponto de vista evolutivo esta situação é expectável e normal.

As caraterísticas morfológicas devem assim ser usadas para separar as espécies. Usar essas características para definir o conceito de espécie (o qual deve ser uno em paleontologia e em neontologia), é confundir os conceitos.

Nomenclatura e sinonímia. Em termos nomenclaturais, são seguidos neste trabalho os requerimentos do Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (CINZ), efetuando-se referência sempre que necessário ao respetivo artigo deste código, correspondente a qualquer

decisão nomenclatural. No que diz respeito às situações de nomenclatura aberta, foram seguidas as recomendações de Matthews (1973) e Bengtson (1988). A sinonímia inclui não só a referência ao estabelecimento formal da espécie em questão e outras referências que incluam material considerado conspecífico, mas também citações nominais de trabalhos anteriores que se basearam no mesmo conjunto de espécimes aqui estudados ou que se sabe corresponder a citações efetuadas ao conjunto de espécimes agora estudados. Isto permite correlacionar as diferentes denominações que autores distintos utilizaram para um único e mesmo taxon, referente à mesma ocorrência/material proveniente de determinada jazida/unidade litostratigráfica/região. Os símbolos utilizados nas listas de sinonímia são os sugeridos por Matthews (1973).

Medições. Foram efetuadas medições selecionadas de alguns espécimes (só para alguns taxa), as quais estão apresentadas em tabelas. Sempre que possível, as medições foram efetuadas em vista dorsal, numa posição optimizada que minimizasse a da maioria do material. Tendo em conta a débil preservação de muitos dos espécimes estudados e as modificações morfológicas sofridas pelos restos somáticos por compressão e deformação, estas medidas devem ser entendidas como meramente informativas, para posterior comparação, e não como absolutas. A sua utilidade morfométrica é muito limitada e as razões expressas entre medidas efetuadas em direções distintas (e.g. medidas longitudinais com medidas transversais) têm pouco significado. À exceção dos índices oculares de Struve (1958; A/G e A/Gn), as restantes medições efetuadas foram selecionadas neste trabalho e abreviadas segundo o seu significado em português. A nomenclatura destas medições está devidamente indicada nos esquemas de medição das diferentes famílias. As razões entre medidas cefálicas denominadas "padrão longitudinal cefálico" e "padrão transversal cefálico", utilizadas também nas descrições morfológicas, baseiam-se na sugestão de Klikushin *et al.* (2009).

Tabela 8.1. Correspondência entre os termos ingleses e as traduções em português utilizadas nas descrições morfológicas.

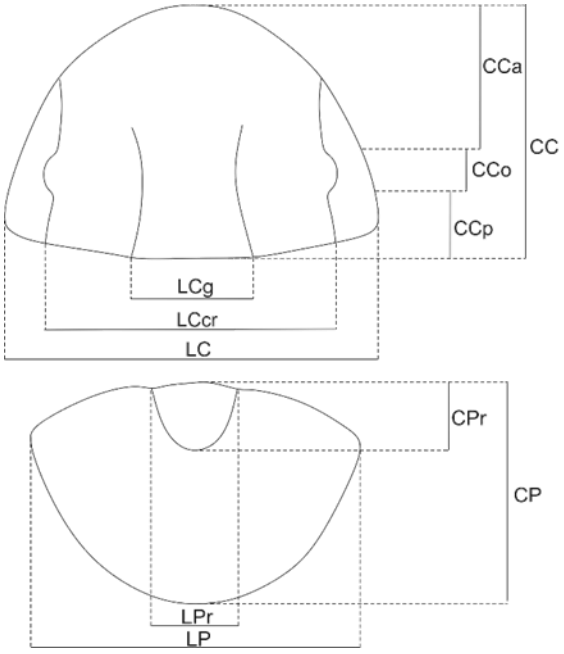
Inglês	Tradução, Português	Inglês	Tradução, Português
accessory furrow.	sulco secundário	*inter-ring furrow.*	sulco interanel
ala (pl., alae).	ala (alae)	*lateral border (of cephalon).*	bordo lateral cefálico
alar furrow.	sulco alar	*lateral border furrow.*	sulco de bordo lateral
anterior band of pleura.	banda anterior da pleura	*librigena (pl., librigenae).*	librigena
anterior border.	bordo anterior	*librigenal spine.*	espinha librigenal
anterior border furrow.	sulco de bordo anterior	*longitudinal furrow.*	sulco longitudinal
anterior branch (of facial suture).	ramo anterior	*lower lamella.*	lamela inferior
anterior furrow.	sulco anterior	*lunette.*	luneta
apodemal pit.	fóssula apodemal	*macropleura (pl., macropleurae).*	macropleura
apodeme.	apódema	*macropleural segment.*	segmento macropleural
articulating furrow.	sulco articular	*macropygous.*	macropígico
articulating half ring.	meio-anel articular	*macula (pl., maculae).*	mácula
axial furrow.	sulco dorsal	*margin.*	margem
axial ring.	anel raquidial	*meraspis (pl., meraspides).*	meraspis
axis (of pygidium).	ráquis pigidial	*micropygous.*	micropígico
border furrow.	sulco de bordo	*middle body (of hypostome).*	corpo médio
border/genal roll.	rolo genal	*muscle scar (or impression).*	cicatriz muscular
bullar lobe.	lóbulo bular	*occipital furrow.*	sulco occipital
caudal spine.	espinha caudal	*occipital lobe.*	lóbulo occipital
cephalon.	cefalão	*occipital node.*	tubérculo occipital
cheek.	gena	*occipital ring.*	anel occipital
cheek area.	área genal	*occipital spine.*	espinha occipital
cheek field.	campo genal	*opisthoparian suture.*	sutura opistopária
connective suture.	suturas conetivas	*palpebral furrow.*	sulco palpebral
cranidium (pl., cranidia).	cranídio	*palpebral lobe.*	lóbulo palpebral
distal portion of pleura.	terminação distal pleural	*palpebral suture.*	sutura palpebral
doublure.	dobra	*pleura (pl., pleurae).*	pleura
epiborder furrow.	sulco de epibordo	*pleural band.*	banda pleural
exsagisttal.	exsagital, exsag.	*pleural field (of pydidium).*	área pleural
eye.	olho	*pleural furrow.*	sulco pleural
eye ridge.	crista ocular	*pleural rib.*	costilha pleural
facet.	faceta	*pleural spine.*	espinha pleural
facial suture.	sutura facial	*postaxial furrow.*	sulco pós-raquidial
fixed cheek.	fixigena	*postaxial region.*	região pós-raquidial
fixigena (pl., fixigenae).	fixigena	*posterior border.*	bordo posterior
fixigenal field.	campo fixigenal	*posterior pleural band.*	banda posterior pleural
flange.	flange	*preglabellar area.*	área préglabelar
fossula (pl., fossulae).	fóssula/fosseta	*preglabellar field.*	campo préglabelar
free cheek.	librigena	*preglabellar furrow.*	sulco préglabelar
fringe.	limbo	*pseudogirder.*	pseudoviga
frontal area.	área frontal	*pygidium (pl., pygidia).*	pigídio
frontal lobe (of glabella).	lóbulo frontal glabelar	*ring.*	anel
fulcrum (pl., fulcra).	fulcrum	*ring furrow.*	sulco anelar
gena (pl., genae).	gena	*rostral flange.*	flange rostral
genal angle.	ângulo genal	*rostral plate.*	placa rostral
genal prolongation.	prolongamento genal	*rostral suture.*	sutura rostral
genal spine.	espinha/ponta genal	*sagital.*	sagital, sag.
girder.	viga	*sculpture.*	ornamentação
girder list.	vareta de viga	*shoulder (of hypostome).*	ombro
glabella (pl., glabellae).	glabela	*suture.*	sutura
glabellar furrow.	sulco glabelar	*terminal axial piece.*	peça terminal
glabellar tubercle.	tubérculo glabelar	*terrace ridges.*	cristas/linhas em socalco
gonatoparian suture.	sutura gonatopária	*thoracic segment.*	segmento torácico
half ring.	meio-anel	*thoracopygon (pl., thoracopyga).*	toracopigídio
holaspis (pl., holaspides).	holaspis	*thorax.*	tórax
holochroal eye.	olho holocroal	*transglabellar furrow.*	sulco transglabelar
hypostomal pit.	fóssula hipostomal	*transverse.*	transversal, tr.
hypostomal suture.	sutura hipostomal	*tubercle.*	tubérculo
hypostome (pl., hypostomes).	hipostoma	*upper lamella.*	lamela superior
interpleural furrow.	sulco interpleural	*wing.*	asa

Ordem **CORYNEXOCHIDA** Kobayashi, 1935

Subordem **ILLAENINA** Jaanusson, 1959

Superfamília **ILLAENOIDEA** Hawle & Corda, 1847

Família **ILLAENIDAE** Hawle & Corda, 1847



Medidas carapaça
CT – Comprimento total da carapaça
Cto - Comprimento do tórax
Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
CCa – comprimento sagital anterior aos lóbulos oculares
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
CCp – comprimento sagital posterior aos lóbulos oculares
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital do pigídio em vista dorsal
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura total do cefalão (medida ao nível da sua largura máxima)
LCcr – largura do cranídeo (medida no seu limite posterior)
LCg – largura da glabela (medida no seu limite posterior)
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (medida ao nível da sua largura máxima)
LPr – largura do ráquis pigidial

Figura 8.2. Medidas consideradas nas trilobites Illaenidae Hawle & Corda, 1847.

Tabela 8.2. Razões das medidas consideradas nas trilobites Illaenidae Hawle & Corda, 1847.

Razões			
PLC – Padrão longitudinal do cefalão	CCa/CC; CCo/CC; CCp/CC	CRR – Comprimento relativo da ráquis pigidial	CPr/CP
PTC – Padrão transversal do cefalão	LCg/LC; LCcr/LC	CRC – Comprimento relativo do cefalão	CC/CT
CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão	CC/LC	CRP – Comprimento relativo do pigídio	CP/CT
CvL P – Comprimento vs. Largura do pigídio	CP/LP	Crto – Comprimento relativo do tórax	Cto/CT
LRR – Largura relativa da ráquis pigidial	LPr/LP		

Género ***Cekovia*** Šnajdr, 1955

Espécie-tipo. *Illaenus transfuga* Barrande, 1872 (=*Cekovia transfuga*) da Formação Letná do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. (Modificado de Šnajdr, 1957, p. 177) Cefalão semicircular e um pouco maior que o pigídio. Glabela em forma de corpete, com zona anterior consideravelmente arredondada (longitudinal e transversalmente), elevada face às fixigenas e larga (tr.). Sulcos dorsais fortes ou moderadamente marcados, chegando ao limite anterior cefálico ou próximo deste, e divergentes. Lóbulos palpebrais bem desenvolvidos e suturas faciais subparalelas aos sulcos

dorsais. Librigenas triangulares alongadas (exsag.), com ângulos genais arredondados ou com pequenas pontas genais. 10 segmentos torácicos. Ráquis pigidial parabólica ou de contorno afunilado, suave a moderadamente convexa (sag. e tr.), definida por sulcos dorsais pouco marcados, ocupando menos de metade do comprimento sagital pigidial. Segmentação da ráquis pigidial ausente ou muito pouco marcada. Dobra pigidial ampla com limite interno curvando ligeiramente em sentido anterior na sua zona média.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Cekovia goetzi Šnajdr, 1957; = *Cekovia götzi*; Horizonte Zdice-Nučice Iron Ore na base da Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa;

C. loredensis (Thadeu, 1947); =*Illaenus loredensis*; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Katiano inferior (ca. Ka2; Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Buçaco, Portugal;

C. munieri (Kerforne, 1900); = *Illaenus munieri*; Membro Porzhig da Formação Rosan, Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Bretanha, França (Lebrun, 2002); e também? (ver observações) Formação Caliza de Cistoideos, Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) (Hammann, 1992) e Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Espanha (Hammann, 1976);

C. perplexa Hammann, 1992; Membro Rebollarejo (horizonte RebI) da Formação Caliza de Cistoideos, Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Cadeias Ibéricas, Aragão, Espanha; possivelmente também Membro Porzhig da Formação Rosan, Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Finisterra, França (Lebrun, 2002);

C. piresi n. sp.; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Mação, Portugal;

C. salteri (Barrande, 1852); *Illaenus salteri*; Formação Zahořany (também Formação Vinice), ca. Sandbiano/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa (sinónimo-júnior de *Illaenus limbatus* Hawle & Corda, 1847 o qual é, porém, considerado *nomen oblitum*);

C. tenuis Hammann, 1992; *Cekovia perplexa tenuis*; Membro Rebollarejo (horizonte RebIII) da Formação Caliza de Cistoideos, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Outras referências ao género. Nove espécies foram anteriormente atribuídas ao género *Cekovia* na China (*C. deltoides* Lu, 1975; *C. depressa* Wu, 1977; *C. elevata* Lu, 1975; *C. kongihensis* Zhang, 1981; *C. magna* Zhang, 1983; *C. quadrata* Wu, 1977; *C. striata* Ji, 1986; *C. taojiangensis* Zhou, 1977; *C. transversa* Fortey, 1997 e *C. zhejiangensis* Lin & Han, 1986), mas todas foram consideradas pertencentes a outros géneros por diversos autores posteriores. As espécies *C. elevata* e *C. deltoides*, ambas da Formação Pagoda, do Sandbiano-

Katiano da China, foram atribuídas ao género *Ulugtella* Petrunina (1975) por Petrunina *in* Repina *et al.* (1975) e por Hammann (1992). No entanto, Zhou & Zhou (2008) incluíram ambas e ainda *C. taojiangensis*, da Formação Modaoxi do Sandbiano da China, no género *Alceste* Hawle & Corda, 1847 (esta última já atribuída a *Alceste* por Hammann, 1992). Dean & Monod (1990) sugeriram que os géneros *Alceste* e *Ulugtella* podem ser. Porém, Hammann (1992) considerou que *Alceste* é uma forma pedomórfica de *Ulugtella*, diferenciando-se pelas dimensões significativamente mais pequenas, cranídio menos inflado e glabela extremamente estreita. O mesmo autor justificou a atribuição das espécies chinesas *C. elevata* e *C. deltoides* ao género *Ulugtella* pela sua semelhança com *C. goetzi*, espécie do Berouniano da República Checa que considerou pertencer também a *Ulugtella* e não a *Cekovia* (atribuição rejeitada neste trabalho, ver observações do género). É arriscado efetuar uma atribuição genérica destas espécies sem conhecer os pigídios de ambas e sem uma revisão deste grupo de illaenídeos com morfologias afins de Styginidae, balizando qual o valor sistemático dos diferentes caracteres. Tripp *et al.* (1989) sugeriram que *C. elevata* pode ser sinónimo de *Alceste sinensis* (Sheng, 1974), da Formação Tangtou do Katiano de Jiangsu, China. A serem efetivamente conspecíficas e partindo do princípio que o pigídio atribuído a *A. sinensis* por Tripp *et al.* (1989) lhe corresponde, corrobora-se a não atribuição a *Cekovia*, mas esta correspondência também exclui os espécimes do género *Zbirovia*, ao qual Hammann (1992) tentativamente atribuiu a espécie chinesa *A. sinensis*. De todas as formas, considera-se que *C. elevata* se aproxima mais da diagnose de *Ulugtella* do que da de *Alceste*. Por sua vez, *C. deltoides* apresenta uma ornamentação cefálica constituída por fortes linhas em socalco, típica do género *Alceste*, mas os sulcos dorsais não atingem o limite anterior do cefalão, e Lu (1975) não descreve a presença de anel occipital (ambos caracteres diagnósticos de *Alceste*) e os restantes caracteres observáveis e descritos não excluem a espécie de outros géneros discutidos (*Cekovia* e *Ulugtella*). Relativamente às espécies *C. magna e C. zhejiangensis*, ambas da Formação Yenwashan do Ordovícico Médio de Zhejiang, China, foram atribuídas por Hammann (1992) ao género *Litotix* Thomas, 1978. Porém, Zhou & Zhou (2008) mantiveram ambas no género *Cekovia*. Relativamente a *C. transversa* da Formação Pa Kae, do Sandbiano-Katiano da Tailândia, Fortey (1997) atribui-a ao género *Brontocephalina* Chugaeva, 1975 (após atribuição inicial ao género *Cekovia*). No entanto, Zhou & Zhou (2008) consideram-na pertencente ao género *Cekovia*. Zhang (1981) estabeleceu *Cekovia kongihensis* na região de Korla a norte da Bacia de Tarim, Xinjiang, China mas Zhou & Zhou (2006) atribuíram-na ao género *Amphilichas*. Já as espécies *C. depressa* e *C. quadrata*, ambas do Silúrico da China, foram atribuídas por Lin (2008) a *Meitanillaenus* Zhang, 1974 (=*Wuchuanella* Wu, 1987). Além disso, Robardet (1976) identificou *Cekovia* sp. em níveis calcários do Ordovícico Superior da Zona de Ossa Morena, a sudeste de Constantina (Sevilha, Espanha), não tendo descrito ou figurado quaisquer espécimes. Hafenrichter (1979) e, posteriormente, Herránz Araújo *et al.* (2010) referiram a presença de *Cekovia* no Kralodvoriano de Espanha (nos calcários do Cabezo de la Sierra de Arangoncillo), sem figuração ou descrição. Lopéz & Roman (1981) indicaram a presença de *Cekovia*? sp. no Complexo vulcanodetrítico de El Castro, Espanha. Também não descreveram ou figuraram espécimes. Hammann *in* Kolb (1978) identificou *Cekovia* sp. no Membro Huerva da Formação Fombuena, Berouniano médio de Espanha, mas os espécimes não foram figurados nem descritos. Esta formação é equivalente estratigráfico da Formação Cabeço do

Peão e, embora muito menos diversa, a sua associação fossilífera tem vários taxa em comum com os dos níveis portugueses, pelo que *Cekovia* sp. do Membro Huerva poderá ser conspecífica de *C. piresi* n. sp. Vaněk e Valíček (2001) listaram a nova espécie *Cekovia apollo* Moravec, da Formação Libeň do Berouniano inferior da República Checa, que incluiria os espécimes desta formação usualmente atribuídos a *C. transfuga* (e.g. Šnajdr, 1957; Bruthansová, 2002). Esta, porém, não chegou a ser publicada, permanecendo como *nomen nudum*. Lebrun (2002) citou Kerforne (1901) para sugerir a presença de *C. perplexa* na Formação Rosan do Kralodvoriano de França. Zhou *et al.* (2005) descreveram e figuraram *Cekovia* sp. do Membro Linxiagn da Formação Pagoda, do Katiano do sudoeste de Hubei, China; no entanto consideramos que a estrutura pigidial, com ráquis definido por sulcos profundos e sulcos interpleurais fortemente marcados, exclui este material chinês do género *Cekovia*.

No âmbito deste trabalho, foi recolhido um cranídio de *Cekovia* na parte inferior da Formação Lower Second Bani (unidade G de Destombes *et al.*, 1985) do topo do Katiano de Marrocos. O género foi assim pela primeira vez documentado naquele país e o único espécime recolhido foi identificado como *Cekovia* aff. *perplexa*.

Observações. A posição sistemática de *Cekovia* tem sido controversa. Este género, classicamente considerado um illaenídeo (e.g. Šnajdr, 1957; Bruthansová, 2002), tem sido atribuída mais recentemente à família Styginidae Vodges, 1890 (e.g. Jell & Adrain, 2002).

No âmbito deste trabalho, foi analisado o material-tipo de todas as espécies definidas para *Cekovia*, com exceção de *C. munieri*, permitindo uma revisão do género. A família Illaenidae (e outros illaenimorfos) requer uma análise filogenética moderna, dado que as tentativas de reorganização sistemática do grupo segundo as regras clássicas descritivas se têm demonstrado insatisfatórias (e.g. Amati & Westrop, 2006; Carlucci *et al*., 2012). Deste modo, a sugestão de novos taxa e/ou a reatribuição taxonómica das espécies existentes e "consensuais" sem que seja feita uma análise moderna e cladística da família seria, neste momento, prejudicial, apenas incrementando a confusão e dificultando futuramente o trabalho de revisão do grupo.

Adrain *et al.* (1995) e Jell & Adrain (2002) incluíram *Cekovia* na família Styginidae, subfamília Scutelluinae. Por sua vez, Lane & Thomas (1983), Hammann (1992), Bruthansová (2002) e Zhou & Zhen (2008) incluíram *Cekovia* em Illaenidae. Antes de discutir a identidade familiar de *Cekovia* é importante referir que a categoria taxonómica de Scutelluinae não é consensual. Alguns autores consideram Styginidae uma família independente de Scutelluidae (e.g. Lane & Thomas, 1983; Holloway, 2007; Holloway & Lane, 2012). Outros, porém, consideram que Scutelluinae é uma subfamília de Styginidae (Whittington, 1999, 2000; Jell & Adrain, 2002; Adrain, 2013). Whittington (1997, 1999, 2000) e Holloway (2007) providenciaram as mais recentes diagnoses para Illaenidae, Styginidae, Stygininae e Scutelluinae (Scutelluidae *sensu* Holloway, 2007), bem como vários esclarecimentos quanto à diferenciação destes taxa. A problemática de *Cekovia* está relacionada com o facto de apresentar caracteres que são considerados exclusivos de Illaenidae (ausência de sulcos glabelares, ausência de sulco articular nos anéis torácicos) mas ter também caracteres

considerados exclusivos de Styginidae. A ausência de sulcos glabelares pode ser justificada por um elevado grau de apagamento, de que é exemplo o scutelluíneo *Harpillaenus*. A ausência de sulco articular e meio anel articular na ráquis torácica dos illaenídeos, nem sempre é simples de interpretar em material que corresponde a moldes (internos ou externos). Nos moldes internos, a crista ventral (*sensu* Whittington,1997) pode facilmente confundir-se com um sulco articular. A observação dos moldes externos dos segmentos torácicos, que apenas deveriam apresentar uma crista correspondente à moldagem do sulco articular no caso dos styginídeos, será eventualmente a forma mais segura de efetuar esta análise. De todas as formas, tais estruturas não parecem existir em *Cekovia salteri, C. loredensis* e *C. piresis* n. sp. Mas mesmo a observação de um corte longitudinal de uma ráquis torácica de *C. piresi* n. sp. não permitiu esclarecer a dúvida devido à recristalização. Hammann (1992) enfatizou a presença de sulco do bordo posterior fixigenal em *C. perplexa*, não descrito até então em nenhuma outra espécie do género. Lane & Thomas (1983) tinham descrito este caracter como típico de Styginidae e ausente em Illaenidae mas, de facto, esta estrutura está presente em *Cekovia salteri, C. loredensis* e *C. piresis* n. sp., e foi também observada em outros illaenídeos consensuais (e.g. *Vysocania*). Hammann (1992) tinha já chamado à atenção para a sua presença em vários illaenídeos (e.g. *Ectillaenus, Cekovia, "Stenopareia"*) pelo que o seu valor enquanto exclusivo de Styginidae não parece confirmar-se. Também a crista ventral tão enfatizada por Whittington (1997), não terá valor taxonómico, dependendo da fossilização e ocorrendo em outros grupos de trilobites (David Holloway, pers. commun., 2016). A presença de caracteres ancestrais pode estar relacionada com processos pedomórficos e, como tal, o aspeto "styginídeo" ocorrer em algumas linhagens de illaenídeos (Hammann, 1992). Whittington (2000) considerou que um caracter unificador dos styginídeos é a placa rostral, com as pontas laterais fortemente encurvadas para cima para encaixar na margem anterior do hipostoma (ver op. cit., figs. 4.3-4). *Cekovia piresi* n. sp. e *C. loredensis* apresentam a placa rostral preservada (desconhecida até agora para o género) e a sua morfologia é indiferenciável da diversos ectillaeníneos (Illaenidae), não se observando encurvamento, embora a compactação do material dificulte a correta observação deste caracter. Também a expansão anterior da glabela em estádios holaspide foi mencionada por Whittington (2000) como um caracter típico de Styginidae, mas o facto de muitos illaenídeos juvenis apresentarem esta característica, permitiria facilmente a retenção desta condição pedomórfica em adulto. Embora quando atribuída a Styginidae o género *Cekovia* seja considerado um scutelluíneo, a presença de sulcos pleurais nos pigídios transitórios (presente em *C. perplexa*, ver Hammann, 1992, p. 65, pls. 8-9) é característica de alguns styginíneos (como *Raymondaspis*, Whittington, 1965), mas está ausente nos scutelluíneos (e.g. Chatterton, 1971; Whittington, 2000). A relação com Stygininae foi também referida por Holloway (2007), que atentou às semelhanças morfológicas entre *Protostygina* e *Cekovia* tendo relacionando ambos os géneros filogeneticamente, embora não inclua *Cekovia* em Styginidae.

A dificuldade em limitar os styginídeos e os illaenídeos tem um bom exemplo na história taxonómica de *Bumastus* Murchison, 1839 e *Bumastoides*. O último, que foi originalmente estabelecido como subgénero do styginídeo *Bumastus* (Whittington, 1954), é atualmente considerado um género independente e atribuído à família Illaenidae. Neste trabalho, optou-se por classificar *Cekovia* como um membro de Illaenidae porque reúne mais caracteres

diagnósticos desta família, nomeadamente a ausência de sulcos glabelares, ausência de sulco articular e meio-anel articular torácicos, dobra librigenal mais estreita, forte convexidade do exosqueleto e a morfologia da placa rostral. Adicionalmente, considera-se que *Cekovia* é morfologicamente muito próximo de *Ectillaenus*, podendo este illaenídeo, característico do Ordovícico Médio de toda a região peri-gondwânica de alta latitude, ser ancestral em relação a *Cekovia*. *Cekovia salteri* e *C. loredensis* têm várias características típicas do género *Ectillaenus*, sendo possível que tenham evoluído, direta ou indiretamente, deste (ver observações de *C. loredensis*). A configuração da ráquis pigidial destas espécies, em forma de funil, não delimitadas posteriormente, e o seu perfil lateral são características de *Ectillaenus*. Este género poderá assim ser o ancestral comum que Hammann (1992) interpretou para *Cekovia* e *Alceste*, após verificar as semelhanças entre os meraspides e holaspides juvenis de ambos géneros. Porém, torna-se necessário testar esta hipótese filogeneticamente. A deformação pode também ter um papel importante na abordagem sistemática do género. Como exemplo, a compactação confere aos espécimes de *C. salteri* e *C. piresi* n. sp. uma aparência styginídea, sendo difícil reconhecer que os espécimes que preservam convexidade (e que têm uma aparência illaenídea) e os aplanados são, efetivamente, conspecíficos.

Numa fase final deste trabalho, foi encontrado um hipostoma de *C. piresi* n. sp. (Fig. 8.4). Embora esta estrutura não permita esclarecer diretamente a problemática, dada a similaridade hipostomal de Illaenidae e Styginidae, é morfologicamente semelhante ao hipostoma de *Ectillaenus*, apoiando a atribuição a Illaenidae e uma relação evolutiva entre este género e *Cekovia*. Optou-se por manter a discussão anterior, efetuada antes da descoberta desta estrutura, a qual permite compreender a problemática e esclarecer o valor dos caracteres que justificaram para alguns autores a inclusão em Styginidae.

Entre as várias espécies atualmente consideradas para o género *Cekovia*, há claramente taxa que têm morfologias mais afim a Styginidae (*C. munieri*, *C. perplexa*) e outros a Illaenidae (*C. salteri*, *C. loredensis*). Hammann (1992, 62) diferenciou estes "morfotipos" distinguindo *Cekovia munieri* das restantes espécies do género (que designou "grupo espécie-*transfuga*") por considerar que algumas peculiaridades da sua morfologia (e.g., cranídeo menos inflado, glabela com expansão anterior mais marcada, espinhas genais) poderão indicar tratar-se de um novo género ou subgénero (baseando-se nos espécimes da Formação Caliza de Cistoideos que considerou conspecíficos de *C. munieri*). O mesmo autor sugeriu o estabelecimento de um novo subgénero mas não o estabeleceu, optando por manter a espécie com dúvida no género *Cekovia*. É difícil testar a conspecificidade de *Cekovia munieri* (definida na Formação Rosan, França) com os espécimes da Formação Bancos Mixtos (Espanha) e os da Formação Caliza de Cistoideos (Espanha), atribuídos por Hammann (1976, 1992) a esta espécie. Nesse sentido, a observação do material espanhol não foi conclusiva, mas os espécimes da Formação Bancos Mixtos (Berouniano superior) parecem ter os sulcos dorsais com um traçado diferente, convergindo na parte anterior, enquanto os da Formação Caliza de Cistoideos (Kralodvoriano) parecem ser divergentes nesse sector (comparar Hammann, 1976, est. 2, est. 17 com Hammann, 1992, est. 11, fig. 2a). Esta diferença parece notar-se também no contorno das fixigenas de ambas as ocorrências, sendo mais triangular no primeiro grupo de espécimes e mais retangular no segundo (comparar Hammann 1976, est. 2, fig. 18a com Hammann, 1992,

est. 11, fig. 2b). Infelizmente, o conhecimento do material-tipo de *Cekovia munieri* é deficiente (apenas ilustrado em Kerforne, 1900, est. 13, figs. 3-5). Para já, opta-se por manter a espécie *C. munieri* no género *Cekovia*.

Cekovia goetzi foi atribuída por Hammann (1992) ao género *Ulugtella*. Este autor considerou que a "sutura marginal" e as longas pontas genais de *C. goetzi* afastam a espécie checa do género *Cekovia*. Após observação do material tipo de *C. goetzi*, *C. transfuga* e *C. salteri* (todas do Ordovícico da República Checa), considera-se que a sutura marginal referida por Hammann (1992) é apenas o rebordo cefálico anterior tão característico do género *Cekovia* (mais marcado em *C. transfuga* e *C. goetzi* mas presente também em outras espécies do género). Por outro lado, a existência de pontas genais na Família Illaenidae parece não ser um caracter com importância taxonómica acima da categoria espécie, como sugerem os novos dados apresentados neste trabalho relativos ao género *Vysocania* e as análises filogenéticas desenvolvidas para os géneros *Thaleops* e *Bumastoides* (Amati & Westrop, 2006 e Carlucci *et al.*, 2012, respetivamente). Adicionalmente, Šnajdr (1957) indicou a presença de 10 segmentos torácicos em *C. goetzi*, sendo que *Ulugtella* tem apenas nove (embora o número de segmentos torácicos possa variar entre diferentes espécies do mesmo género de illaenídeos, e.g. *Bumastoides, Vysocania*). Também a presença/ausência de olhos é um caracter considerado apenas de valor específico em Illaenidae [e.g. *Ectillaenus benignensis* (Novák *in* Perner, 1918), forma cega de um género cuja maioria dos representantes possui olhos], pelo que o facto de *C. goetzi* ser uma forma cega pode não justificar a sua exclusão de *Cekovia*. Bruthansová (2002) recusou a proposta de Hammann (1992) e manteve *goetzi* no género *Cekovia*. Pelos motivos acima referidos, corrobora-se a decisão de Bruthansová (op. cit.), embora *C. goetzi* pareça estar mais estritamente relacionada com *C. transfuga* do que com *C. salteri* [espécie que Bruthansová (2002) considerou ancestral]. A curta distribuição temporal de *C. goetzi* (presente apenas no Horizonte Zdice-Nučice Iron Ore da base da Formação Vinice), imediatamente após o último aparecimento de *C. transfuga*, e as suas similaridades a nível glabelar, apoiam uma eventual linhagem.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Sandbiano ao Katiano) de Portugal, Espanha, França, República Checa e Marrocos.

***Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947)**

(Est.1, Figs. A-F; Est. 2, Figs. A-K; Est. 3, Figs. A-O)

1870 Illaenus sp. – Delgado, p. 24.
v *1897 Illaenus loredensis,* sp. n. – Delgado, p. 28. (*nomen nudum*)
v *1908 Illaenus loredensis* sp. n. – Delgado, pp. 31, 57, 80. (*nomen nudum*)
*v1947 *Illaenus loredensis* Delgado – Thadeu, pp. 221-222, est. 2, figs. 1-3.
?p1976 *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* n. sp. – Hammann, est. 3, figs. 28, 34
v 1985 *Ectillaenus? loredensis* (Thadeu, 1947) – Young, p. 399, est. 48, fig. 17
1992 Illaenus loredensis Delgado, 1897 – Hammann, p. 62, 63
2011 Cekovia loredensis – Sá *et al*., p. 31.

Etimologia. (por não ter sido efetuada em trabalhos anteriores) O epíteto específico, eleito por Delgado (1897), diz respeito à localidade Louredo. Até meados do século XX a palavra era grafada "Loredo" e por uma questão de estabilidade bibliográfica, e também por indicação do Código International de Nomenclatura Zoológica (que aconselha o uso das grafias antigas), manter-se-á a origem do nome em relação à dicção antiga do término [opção mantida também por Colmenar (2015) no estabelecimento da nova espécie de braquiópode *Rafinesquina (Mesogeina) loredensis*].

Lectótipo. (aqui designado) Molde interno e correspondente externo de carapaça completa (MG215a e MG215b; Est. 1, Figs. A-D; figurado por Thadeu, 1947, est. II, fig. 1 e por Young, 1985, est. 48, fig. 17).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Ka2, Katiano inferior).

Paralectótipos. Uma carapaça completa (molde interno: MG2803/molde externo:MG215b); dez carapaças incompletas e/ou desarticuladas (moldes internos: MG213; MG2804-1; MG2804-2; MG2806a; MG2807a; MG2811-1; MG2811-2; MG2814-1a; MG2814-2; MG2819/ moldes externos: MG2806b; MG2807b; MG2814-1b); três cefalotórax (moldes internos: MG2808-1; MG2808-2; MG2822); dois cefalões (moldes internos: MG2805-1; MG2805-3); dezanove cranídios (moldes internos: MG196-2; MG2809-1; MG2809-2; MG2810; MG2812a; MG2813-1; MG2813-2; MG2813-3; MG2813-4; MG2813-5; MG2813-6; MG2813-7; MG2813-9; MG2813-10; MG2821; MG2521-1; MG2521-2; MG2521-3; MG3254/moldes externos: MG2812b); um toracopigídio (molde interno: MG2814a/molde externo: 2814b); catorze pigídios (moldes internos: MG212a; MG2817a; MG2818-2; MG2818-3; MG2818-4; MG2818-5; MG2818-6; MG2820-1; MG2820-3; MG2826-1; MG2826-2; MG2852-1; MG2852-2; CMP0150/moldes externos: MG212b; MG2817b).

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Katiano (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1; Cácemes, CAC-PSA-1 e Galhano, ZUV-PSA-C4), Portugal. Com dúvida, também no Membro Lumaquelas Terminales, Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Ka2, Beroniano superior da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Diagnose. *Cekovia* com cefalão de contorno parabólico, glabela moderadamente convexa elevando-se no terço posterior sagital acima das genas e decaindo posteriormente, limitada por sulcos dorsais que perdem definição na metade anterior cefálica. Ramos da sutura facial subparalelos ao sulco dorsal, convergindo anteriormente. Largura glabelar e a largura cranidial (em vista dorsal em exemplares aplanados) corresponde a cerca de 36% e 67%, respetivamente, da largura cefálica total. Olhos de dimensão média situados no segundo quinto posterior. Fixigenas subretangulares e librigenas subtriangulares com canto genal arredondado. Superfície externa cefálica (mais marcada nas fixigenas e menos na glabela) e torácica (mais nas pleuras que nos anéis) com ornamentação picotada de baixo-relevo. Pigídio de contorno parabólico. Ráquis em forma de funil, convexa (tr.), com 30% da largura pigidial no bordo anterior e ocupando entre 30% a 40% do comprimento total pigidial. Ráquis com segmentação indistinta (dois a três anéis?). Margem anterior pigidial subretilínea transversal

Tabela 8.3. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Cekovia loredensis* da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco. Para legenda, consultar Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	LC	LCcr	LCg	CP	CPr	LP	LPr	CT	Cto	PLC			PTC		CvL C	CvL P	LRR	CRR	CRC	CRP	CRto
MG213	1,20	0,80	0,20	0,20	1,70	1,25	0,65	-	-	-	0,45	-	0,85	0,67	0,17	0,17	0,74	0,38	0,71	-	-	-	-	-	-
MG215	1,90	1,25	0,40	0,25	2,65	1,75	0,95	1,90	0,70	2,50	0,80	4,95	1,15	0,66	0,21	0,13	0,66	0,36	0,72	0,76	0,32	0,37	0,38	0,38	0,23
MG2803	2,00	1,30	0,40	0,35	3,05	1,95	1,10	1,95	0,65	2,95	0,90	5,00	1,15	0,65	0,20	0,18	0,64	0,36	0,66	0,66	0,31	0,33	0,40	0,39	0,23
MG2804-1	1,25	0,90	0,25	0,20	1,95	1,30	0,68	1,30	0,45	1,80	0,50	3,30	0,80	0,72	0,20	0,16	0,67	0,35	0,64	0,72	0,28	0,35	0,38	0,39	0,24
MG2804-2	1,20	-	-	-	-	-	0,85	1,60	0,70	2,30	0,65	3,80	-	-	-	-	-	-	-	0,70	0,28	0,44	0,32	0,42	-
MG2819	-	-	-	-	-	-	-	2,10	0,80	2,90	0,85	-	-	-	-	-	-	-	-	0,72	0,29	0,38	-	-	-
MG2807	-	-	-	-	-	-	-		-	-	-	-	3,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2811-1	-	-	-	-	-	-	-	0,80	0,25	1,20	0,35	-	0,50	-	-	-	-	-	-	0,67	0,29	0,31	-	-	-
MG2811-2	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,45	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG212	-	-	-	-	-	-	-	1,75	0,65	2,15	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	0,81	0,28	0,37	-	-	-
MG2806	-	-	0,30	0,20	2,60	1,90	0,95	1,60	0,70	2,45	0,70	-	1,20	-	-	-	-	-	-	0,65	0,29	0,44	-	-	-
MG2817	-	-	-	-	-	-	-	2,70	1,00	3,50	1,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,77	0,29	0,37	-	-	-
MG2808	1,55	1,00	0,30	0,25	-	1,80	1,00	-	-	-	-	-	-	0,65	0,19	0,16	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(dois a três anéis?). Margem anterior pigidial subretilínea transversal e cantos genais bem definidos, com um ângulo de cerca de 90º.

Descrição. Forma isopígica. Contorno cefálico parabólico. Cefalão um pouco mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do bordo posterior, a qual representa cerca de 145% do comprimento sagital cefálico. O bordo posterior do cefalão é aproximadamente transversal e retilíneo sendo frequente estar esfoliado na sua porção glabelar, deixando observar o limite anterior do primeiro anel torácico. A glabela, não definida anteriormente, tem, até onde se acompanha os seus limites, uma forma de corpete, representando cerca de 36% da largura cefálica total (medida na margem posterior). Embora alguns espécimes estejam deformados por compactação, é possível medir-se um ângulo cranidial de 90º nos cefalões que melhor preservam a convexidade. Em vista lateral a glabela sobressai um pouco da área genal e eleva-se até cerca de 35% do comprimento cefálico total, a partir do qual declina e funde-se com a zona anterior cefálica que termina com orientação vertical face ao plano horizontal da carapaça. O limite anterior da glabela é assim impercetível. Em vista frontal, o cefalão tem um contorno subtriangular, com a zona sagital glabelar elevada, embora não gerando uma verdadeira crista. Os limites laterais da glabela estão definidos por sulcos dorsais bem marcados, moderadamente profundos e um pouco largos, que se acompanham até cerca de 50% do comprimento cefálico total, perdendo total definição anteriormente. O seu traçado é convergente até à zona mediana dos lóbulos oculares (ponto δ), divergindo anteriormente com a mesma curvatura que convergiu. Os sulcos estão melhor marcados na porção convergente. No ponto de mudança convergência/divergência, os sulcos dorsais são ligeiramente mais profundos. Em alguns exemplares esta mudança é subtil, noutros desenvolve um ténue vértice, diferença relacionada com a deformação. A porção divergente é ligeiramente mais comprida que a convergente, pelo que a largura (tr.) da glabela no seu limite anterior é um pouco maior que a largura ao nível do bordo posterior. Em escassos exemplares (e.g. MG2803, MG213) os sulcos dorsais parecem prolongar-se um pouco mais, aumentando a curvatura de divergência, pelo que eventualmente poderiam definir uma glabela com a zona frontal muito ampla. A superfície glabelar é desprovida de quaisquer sulcos glabelares. L0 e S0 aparentemente ausentes. Não foram observadas em nenhum exemplar as impressões musculares glabelares características do género (e.g. Šnajdr, 1957), realidade atribuível ao estado de preservação dos exemplares estudados.

O padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,36-0,67 (glabela-cranídio). Fixigena subretangular e estreita (representa cerca de 15% da largura cefálica máxima, medida sobre a superfície cefálica e não em vista dorsal). Sulco do bordo posterior distinto, com configuração sigmoidal, encurvando primeiro em direção posterior e em direção anterior no seu extremo abaxial. Sutura facial opistopária. Ramo posterior da sutura facial é difícil de avaliar, parecendo divergente em alguns exemplares e sagital a ligeiramente convergente noutros. O ramo anterior da sutura facial está normalmente melhor preservado, sendo divergente num ângulo de cerca de 30º relativamente ao plano sagital do cefalão e apresentando traçado retilíneo, convergindo ligeiramente mesmo já no seu limite anterior. α situa-se abaxial em relação a ω e δ. As secções perioculares (γ-ε) fazem um ângulo obtuso de 155º com as secções γ-α (ramos anteriores da sutura).

O padrão longitudinal do cefalão é aproximadamente 0,66-0,18-0,16 (parte anterior-olhos-parte posterior). Em indivíduos holaspis de maiores dimensões, os lóbulos palpebrais parecem tornar-se maiores em relação ao tamanho total cefálico. Lóbulos palpebrais semilunares, ocupando cerca de 18% do comprimento sagital cefálico (nos exemplares de maiores dimensões), ligeiramente mais compridos do que a distância exsagital do seu limite posterior ao bordo posterior cefálico (em vista dorsal). Apresentam uma curvatura moderada. γ e ε situam-se aproximadamente à mesma distância transversal dos sulcos dorsais. δ situa-se a cerca de metade do comprimento do lóbulo palpebral. Lóbulo palpebral liso. Dois espécimes preservam parcialmente as superfícies visuais de um dos olhos (MG215, MG2803). Os olhos são compostos, do tipo holocroal. A superfície visual tem em média 1 mm de altura (dorsoventral) e é subvertical.

Librigena subtriangular, grande, com o canto genal amplamente arredondado. Em espécimes aplanados a librigena pode atingir cerca de 30% da largura cefálica posterior. Em espécimes que preservam convexidade, cada librigena representa cerca de 15% da largura cefálica. Largura máxima librigenal situa-se ao nível do bordo posterior.

Dobra librigenal larga, ocupando pelo menos 70% da largura (tr.) da librigena. Contam-se pelo menos nove cristas em socalco, quase paralelas ao bordo lateral (são muito ligeiramente oblíquas), e paralelas entre si, aumentando o espaçamento de forma quase impercetível em direção adaxial. Observa-se na região posterior da dobra librigenal, perto do ângulo genal, uma saliência transversal que poderá corresponder à continuação do sulco do bordo posterior da fixigena e que está presente em outras espécies do género (e.g. *Cekovia salteri*).

Placa rostral preservada em dois espécimes (MG2808; MG213, Est.1, Fig. E), como molde externo *in situ* em molde interno de carapaça. Contorno trapezoidal, com a margem posterior ligeiramente mais estreita (tr.) que a zona mais estrangulada da glabela. As cristas em socalco da dobra librigenal, em posição mais interna, encurvam em direção posterior no contacto com as suturas conectivas e as mais periféricas seguem subparalelas ao limite anterior cefálico. As suturas conectivas têm um ângulo de cerca de 50º face ao eixo transversal do cefalão e são largas (tr., cerca de 0,5 mm de largura). Hipostoma desconhecido.

Superfície externa do cefalão com ornamentação cefálica picotada, mais marcada nas librigenas, menos na fixigena e mais subtil na glabela.

Tórax com 10 segmentos. Apresenta cerca de 25% do comprimento total da carapaça (em espécimes sem qualquer grau de enrolamento). A sua largura (tr.) é quase mantida desde o limite anterior ao posterior, sendo ligeiramente mais estreito do que o bordo posterior do cefalão. A ráquis, consideravelmente convexa transversalmente (eleva-se acima das pleuras torácicas), ocupa na margem anterior do tórax cerca de 35% da sua largura total (largura relativa do primeiro anel torácico) e cerca de 29% na margem posterior. A sua largura máxima (cerca de 38% da largura torácica) situa-se entre o terceiro e quarto segmentos, diminuindo pouco e gradualmente em direção posterior. Nos espécimes de menores dimensões, o aumento da largura raquidial até ao quarto segmento é quase impercetível. Os sulcos dorsais são profundos (mais do que na glabela), muito bem definidos, tendo um traçado praticamente retilíneo nos espécimes de menores dimensões (nos quais é impercetível o aumento de largura raquidial até ao quarto segmento) e ligeiramente côncavo em relação ao eixo sagital da carapaça nos espécimes de maiores dimensões. No contacto entre os anéis torácicos e as pleuras existem apódemas que se apresentam como pequenas cavidades circulares nos moldes internos (processos articulares, Est. 1, Fig. F). As pleuras torácicas aumentam muito ligeiramente a sua largura (tr.) em direção anterior, compensando a diminuição dos anéis raquidiais, de forma a manter a largura total torácica aproximadamente constante.

Anéis torácicos lisos, sem sulco articular, subretangulares (mantêm o seu comprimento, exsag., ao longo de toda a sua largura), observando-se nos moldes internos dos segmentos esfoliados uma depressão transversal, côncava, pouco profunda e ampla (exsag.) que se interpreta como o molde da crista ventral (*sensu* Whittington, 1997). Nos moldes externos (e.g. MG2806) é possível observar conjuntos de cerca de 5 a 6 linhas um pouco sinuosas, quase indistintas, transversais, paralelas entre si e ao bordo anterior e posterior dos anéis torácicos. Estas não são visíveis na porção interna das pleuras, mas na porção externa, abaxial ao fulcrum, aparecem novamente com a mesma configuração. A superfície torácica é suavemente picotada, estando a ornamentação mais marcada na metade anterior das pleuras torácicas do que nos anéis raquidiais.

Pleuras fulcradas, com comprimento (exsag.) igual ao dos anéis torácicos. Os extremos distais das pleuras são obtusos e estão orientados em direção posterior. O fulcrum está bem marcado e situa-se a cerca de 40% da largura total da pleura no primeiro segmento, deslocando-se lentamente em direção abaxial até ao último segmento, no qual ocupa aproximadamente 50% da largura total torácica. É muito comum as pleuras estarem esfoliadas apenas abaxialmente ao fulcrum (deixando observar o molde da dobra pleural). A parte interna da pleura é horizontal, não tem sulco pleural, encurvando para trás perto do fulcrum. Porção externa da pleura lisa, com extremo abaxial encurvado posteriormente, correspondendo quase na sua totalidade à faceta pleural, plana e pouco inclinada (cerca de 15º para a frente e para baixo). A dobra pleural estende-se pelo menos até à zona do fulcrum. Não são visíveis cristas em socalco, facto que poderá estar relacionado com o estado de preservação.

Pigídio de contorno parabólico, mais largo que comprido (comprimento corresponde a cerca de 70% da largura) e menos convexo que o cefalão. Em vista lateral, eleva-se até cerca de 50% do seu comprimento total, decaindo suavemente em direção posterior. Ráquis em forma

de funil, convexa (tr.), com 30% da largura pigidial no bordo anterior e ocupando entre 30 a 40% do comprimento total pigidial. Está delimitada por sulcos dorsais fracamente marcados (mais facilmente observáveis em luz rasante), de traçado convexo (em relação à linha sagital da carapaça), que perdem definição em direção posterior. Nos exemplares de maiores dimensões (e.g. MG2803, MG2817, MG121) parecem notar-se evidências de segmentação, num total de dois a três anéis raquidiais (Est. 2, Fig. H; Est. 3, Figs. J,K). O limite anterior da ráquis não está sulcado (com exceção de MG2852, embora pareça resultado da deformação). Em vista lateral, a ráquis pigidial, em continuidade com a do tórax, sobressai das áreas pleurais do pigídio, perdendo total definição e convexidade após o final dos sulcos dorsais. Áreas pleurais lisas. Os cantos anterolaterais apresentam uma aresta definida, embora sem vértice vincado (ligeiramente arredondada), com um ângulo de aproximadamente 90º. A margem anterior das áreas pleurais, desde o contacto com os sulcos dorsais até aos ângulos genais, apresenta uma faceta inclinada cerca de 45º (no limite abaxial) para a zona anterior e para baixo, que se torna mais ampla abaxialmente. Esta faceta está ornamentada por linhas ligeiramente sinuosas, subparalelas entre si. Superfície pigidial ornamentada por picotado quase indistinto, melhor preservado nas regiões periféricas pigidiais (desde os cantos anterolaterais até à zona posterior).

Dobra pigidial ampla, subparalela ao bordo pigidial, ocupando cerca de 40% do comprimento/largura pigidial. Contam-se cerca de 30 cristas em socalco, subparalelas entre si e ao bordo, com um traçado ocasionalmente sinuoso. O espaçamento é muito pequeno (na ordem de 0,2 mm) e embora não seja rigoroso, mantém-se aproximadamente igual, aumentando ligeiramente apenas na zona medial, nas últimas linhas e sendo ligeiramente inferior (cerca de 0,1 mm de espaçamento) nas mais periféricas. Há algumas zonas onde as curvas sofrem uma inflexão, bifurcam ou intersetam outras (sobretudo na zona sagital da dobra). Nos cantos anterolaterais as linhas mais periféricas curvam um pouco adaxialmente e depois, no seu limite anterior, para fora (abaxialmente), seguindo as mais internas paralelas ao eixo sagital da carapaça.

Em termos ontogenéticos, já na fase holaspis, os lóbulos palpebrais de *C. loredensis* parecem ocupar cada vez uma maior percentagem do comprimento total cefálico com o aumento das dimensões dos espécimes; este aumento é compensado por uma diminuição relativa do comprimento (exsag.) do ramo posterior da sutura facial. A segmentação da ráquis pigidial é apenas observada em espécimes de maiores dimensões. No entanto, a sua preservação apenas nestes espécimes pode estar relacionada com maior detalhe da preservação.

Observações. Vários caracteres relacionam *C. loredensis* e o género *Ectillaenus*, os quais geraram algumas dúvidas na atribuição genérica da espécie e justificam o facto de Young (1985) ter atribuído a espécie, embora com dúvida, a este último género. Os espécimes portugueses não apresentam glabela inflada nem definida frontalmente (em perfil o seu contorno aproxima-se mais ao de *Ectillaenus*), são formas isopígicas (*Cekovia* é usualmente um pouco micropígica), o contorno glabelar e pigidial é parabólico e não semicircular e o tórax tem comprimento (sag.) semelhante ao do cefalão e pigídio (nas outras espécies definidas para o género é menor). No que diz respeito à configuração torácica, a ráquis de *Cekovia* é usualmente subtriangular, à semelhança de illaenídeos como *Zetillaenus* e

Vysocania, com uma regular diminuição da largura dos anéis torácicos em direção posterior. Por seu lado, todas as espécies atribuídas ao género *Ectillaenus*, apresentam um tórax cuja variação de largura é quase impercetível, mantendo-se constante ou aumentando ligeiramente até ao terceiro-quinto segmento, diminuindo muito pouco em sentido posterior, como em *C. loredensis*. Šnajdr (1956, 1957) considerou que o género *Cekovia* se distingue dos restantes illaenídeos por ter um cefalão fortemente inflado, especialmente a glabela, sulcos axiais longos (sag.) e distintos, características que estão muito atenuadas em *C. loredensis*. No entanto, *C. salteri*, atribuída por Šnajdr (1957) ao género *Cekovia*, atribuição esta consensual para os autores posteriores (e.g. Vaněk & Valíček, 2001, Bruthansová, 2002), é suficientemente próxima de *C. loredensis* para que ambos os taxa sejam separados a nível genérico. Šnajdr (1957) enfatizou demasiado a inflação da glabela anteriormente e o comprimento dos sulcos dorsais cefálicos na diagnose do género, características que em *C. salteri* não são tão notórias (a glabela não tem inflação nem definição anterior e em muitos espécimes os sulcos dorsais não ultrapassam 60-70% do comprimento glabelar). Por outro lado, a observação do material tipo de *C. salteri* permitiu determinar que a deformação, sobretudo a compressão, altera significativamente o seu aspeto e a interpretação de alguns caracteres (e.g. configuração glabelar, torácica e proporção cefalão/pigídio, pela horizontalização das librigenas que aumentam amplamente a largura cefálica em vista dorsal). Um dos espécimes de *C. salteri* (NMPL15601, Est. 8, Fig. A), não comprimido, tem uma configuração geral muito próxima de *C. loredensis*, incluindo a ráquis torácica com contorno subtriangular muito menos acentuado. O material de *C. loredensis* da Formação Porto de Santa Anna está menos deformado que a maioria dos espécimes de *C. salteri*, preservando a convexidade. O importante papel da deformação na alteração da morfologia do género *Cekovia* é também exemplificado por *C. piresi*. Já anteriormente Šnajdr (1957, p. 183) tinha enfatizado o papel da deformação em *C. salteri*: "os caracteres aparentemente aberrantes são apenas a consequência da deformação por pressão secundária"[7].

O tamanho dos olhos de *C. loredensis* é um pouco maior e e assumem uma posição mais posterior que em *Ectillaenus*. Porém, o tamanho e até presença/ausência dos olhos tem sido admitido como um caráter de valor apenas específico neste taxon (e.g., *Ectillaenus benignensis*, forma cega). *Caudillaenus advena* (Barrande, 1872), espécie morfologicamente também relacionada (e usualmente atribuída a *Ectillaenus*), tem olhos até um pouco maiores do que os de *C. loredensis* (em relação ao comprimento total cefálico) e também localizados no terço posterior do comprimento sagital cefálico. Também *Ectillaenus* sp. do Ordovícico Médio de Espanha (Gutiérrez-Marco & Bernardez Rodríguez, 2003, 243) apresenta um olho de tamanho e posição semelhantes ao de *C. loredensis*. Relativamente ao traçado dos sulcos dorsais cefálicos, *E. benignensis* também apresentam sulcos não retos, que convergem e depois divergem anteriormente, à semelhança dos de *C. loredensis*. As semelhanças entre *Ectillaenus* e *Cekovia* parecem traduzir mais que um caso convergência morfológica. *Ectillaenus* é o illaenídeo mais abundante no domínio sul-gondwânico, sendo conhecido

[7] *tradução livre de "Zdánlivě odchylné znaky jsou pouze důsledkem druhotných tlakových deformací".

desde o Arenigiano até ao topo do Dobrotiviano, pelo que é provável que a sua bem-sucedida linhagem evolutiva tenha tido continuidade, a qual pode estar representada pelo género *Cekovia* que aparece imediatamente após, na base do Berouniano, com distribuição geográfica limitada às regiões nas quais o género *Ectillaenus* persiste até ao final do Dobrotiviano.

Cekovia loredensis diferencia-se das restantes espécies de *Cekovia* pelo contorno pigidial e glabelar (parabólico e não subcircular), pelos seus sulcos dorsais significativamente curtos, glabela não inflada anteriormente, margem anterior do pigídio subretilínea (e não convexa em relação ao tórax) e ráquis pigidial afunilada, não limitada posteriormente (esta última característica está presente também em *C. salteri* e *C. transfuga* das quais a espécie portuguesa se diferencia pelo contorno pigidial e pela configuração glabelar e cefálica).

Foram incluídos na sinonímia de *C. loredensis,* embora com dúvida, alguns espécimes provenientes do Membro "Lumaquelas Terminales" da Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior de Espanha, identificados por Hammann (1976) como *Dysplanus (Zetillenus) ibericus.* Estes espécimes fazem parte do material designado como paratipo de *Vysocania iberica.* Entre o material figurado pelo referido autor, consideram-se dois espécimes (Hammann, 1976, est. 3, figs. 28, 34; SMF24863) possivelmente conspecíficos de *C. loredensis* e entre os restantes parátipos existem alguns espécimes adicionais que são agora tentativamente atribuídos à espécie portuguesa (um cranídio, SMF27599 e dois pigídios, siglados como SMF24874, o mesmo número atribuído a vários espécimes; Est. 8, Figs. H-K). A dúvida não está relacionada com a identidade genérica destes espécimes (os sulcos de bordo posterior, configuração glabelar e ornamentação permitem atribuí-los a *Cekovia*), mas com a identidade específica (com base no material disponível, é possível aproximá-los da espécie *C. loredensis,* com base na morfologia, idade e proveniência geográfica). A diferenciação de moldes de escleritos isolados de trilobites illaenídeos, em situações de coocorrência de taxa morfologicamente semelhantes, pode ser extremamente complicada. No Membro "Lumaquelas Terminales" coocorrem possivelmente três illaenídeos distintos: *Cekovia munieri, C. loredensis* e *Vysocania iberica.* Entre o abundante material-tipo de *V. iberica* existem possivelmente espécimes pertencentes a estes três taxa. Também entre o material atribuído a *C. munieri* poderá existir algum cranídio pertencente a *C. loredensis*. Apenas a recolha de material adicional e, sobretudo, de espécimes completos, permitirá documentar devidamente estes taxa.

História do estudo. A primeira referência à ocorrência de *Cekovia loredensis* no Membro Leira Má coube a Nery Delgado que, na sua primeira listagem de fósseis do Ordovícico e Silúrico portugueses (Delgado, 1870), referiu a presença de "*Illaenus* sp." no Buçaco, acrescentando que deveria corresponder ou a *Illaenus salteri* Barrande, 1852 (=*Cekovia salteri*) ou a uma espécie nova. Num trabalho posterior, Delgado (1897) apresentou a primeira listagem fossilífera para o Ordovícico de Buçaco, referindo a presença de *Illaenus loredensis* n. sp. nos "Schistos impuros diabásicos", unidade estabelecida pelo autor que inclui níveis atualmente atribuídos à Formação Porto de Santa Anna. O nome foi escolhido em relação à localidade de Louredo nas imediações da qual (local da Vinha de Leira Má, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2) afloram os níveis onde foram coletados os espécimes. Na última listagem fossilífera efetuada por este autor, Delgado (1908) indicou a presença de *Illaenus loredensis*

nos "Schistes culminantes et schistes diabasiques avec calcaires subordonnés" da região de Buçaco e também na região de Mação, em níveis um pouco mais antigos (atual Formação Cabeço do Peão). No entanto, no decorrer do presente trabalho não foram encontrados nas coleções do autor exemplares assim designados provenientes da região de Mação. As intensas recolhas de material destes níveis, que providenciaram muitos fósseis de trilobites illaenídeos, também não permitiu encontrar nenhum espécime atribuível a *Cekovia loredensis*, o que sugere que a citação de *Illaenus loredensis* na região de Mação corresponderá, na revisão efetuada neste trabalho, à nova espécie *Cekovia piresi*. Em nenhum dos seus trabalhos o referido autor descreveu ou figurou a espécie *C. loredensis*, pelo que a mesma permaneceu como *nomen nudum*. Em etiquetas do autor e numa pequena nota constante em Delgado (1908, p. 31), é possível verificar que *C. loredensis* foi também aproximada de *Illaenus bowmanni* Salter, 1867 (=*Stenopareia bowmanni*), de *Illaenus perovalis* Murchisoni, 1839 (=*Ectillaenus perovalis*) e de *Illaenus davisii* Salter, 1867 (=*Parillaenus davisi*).

Só cerca de cinquenta anos mais tarde, *Cekovia loredensis* viria a ser formalizada por Thadeu (1947, est. II, figs. 1-3). Este autor, revendo a coleção de Nery Delgado, descreveu e figurou os espécimes. Embora Thadeu (1947) tenha atribuido a autoria da espécie a Delgado (1908), segundo as regras nomenclaturais é ele efetivamente o autor de *C. loredensis*. Thadeu (1947) considerou que os olhos mais desenvolvidos, as suturas faciais divergentes, os sulcos axiais cefálicos não sigmoidais e/ou a existência de 10 e não nove segmentos torácicos diferenciavam a nova espécie das espécies a que Delgado (1908) aproximara os seus exemplares.

C. loredensis foi também documentada por Young (1985), que reviu unicamente os espécimes de Nery Delgado e que sugeriu a atribuição genérica a *Ectillaenus*, embora com dúvida. Mais tarde, Gutiérrez-Marco & Rábano (1987) referiram a presença de *Cekovia munieri* na Formação Porto de Santa Anna, via citação bibliográfica de Thadeu (1947), mas não se percebe se se trata de um equívoco ou se consideraram que *C. loredensis* corresponderia a *C. munieri*. Hammann (1992) admitiu que muito provavelmente *Illaenus loredensis* pertenceria ao género *Cekovia*, baseando-se quer na informação publicada por Thadeu (1947), quer na aproximação a *Illaenus salteri* (=*Cekovia salteri*) efetuada por Delgado (1870). Recentemente, Sá *et al.* (2011) mencionaram a presença de *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947) na Formação Porto de Santa Anna do Buçaco, listando pela primeira vez a espécie como pertencente a este género, após a sugestão de Hammann (1992).

Diferenciação problemática entre *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947) e *Vysocania iberica* (Hammann, 1976). Quando completos, os espécimes de *Cekovia loredensis* e *Vysocania iberica* são facilmente diferenciáveis. Porém, cranídios isolados são bastante difíceis de diferenciar e a sua coocorrência na mesma localidade (Vinha de Leira Má, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2) pode conduzir a identificações erróneas. A ornamentação da superfície externa poderia ajudar na diferenciação destas espécies, mas a grande maioria dos moldes externos não foi guardada (a quase totalidade de fósseis de *C. loredensis* disponíveis foi recolhida na segunda metade do século XIX). Os espécimes de *C. loredensis* têm, por norma, dimensões significativamente superiores às de *Vysocania iberica*, mas muitos dos espécimes apresentam dimensões incluídas na variação dimensional de ambos os taxa. Como caracteres chave para a

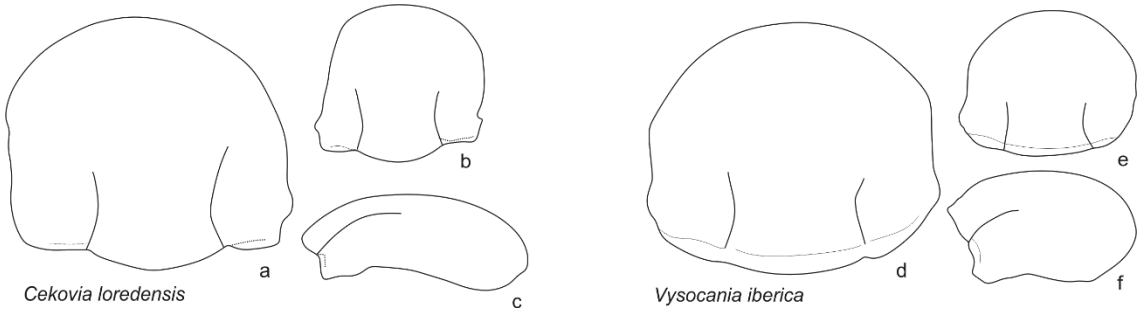


Figura 8.3. Representação esquemática de cranídios de *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947; a-c) e de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976; d-f) baseados em espécimes reais da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco, para comparação. a-b,d-e correspondem a vistas dorsais; c, f correspondem a vistas laterais.

diferenciação de ambas as espécies, elencam-se a configuração dos sulcos dorsais (mais curtos em *Vysocania iberica*), a largura fixigenal relativamente à largura glabelar (menor em *C. loredensis*), contorno cranidial (mais alargado, tr., em *V. iberica*, com margem anterior menos arredondada e mais quadrangular em *C. loredensis*), perfil sagital cranidial (a zona anterior cranidial de *V. iberica* é mais convexa; comparar Est. 2, Fig. J e Est. 9, Fig. B) e, sobretudo, a configuração da margem glabelar posterior, mais convexa em relação ao tórax em *C. loredensis* (estando o seu ponto sagital situado em posição posterior à dos limites posterior abaxiais glabelares) e mais retilínea e com um sulco transversal (occipital?) em *V. iberica* (e.g. Est. 10 Fig. I). Os bordos posteriores fixigenais de ambas as espécies apresentam um sulco de bordo, o qual em *V. iberica* tem continuidade na glabela (?sulco occipital) mas que em *C. loredensis* está restrito à fixigena (e tem um traçado mais sigmoidal). Na Fig. 8.3 esquematizam-se dois cranídios em vista dorsal e um em vista lateral de ambos taxa par comparação. Os cranídios isolados de ambas as espécies aproximam-se imenso aos figurados por Hammann (1976, est. 3) sob o nome de *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* (=*Vysocania iberica*). Foi no seguimento desta dificuldade que o material deste autor foi revisto e que aqui se sugere que os paratipos de *V. iberica* poderão incluiem espécimes de *Cekovia* (possivelmente *C. loredensis*).

***Cekovia piresi* n. sp.**

(Est. 4, Figs. A-G; Est. 5, Figs. A-K; Fig. 8.4)

?*1908 Illaenus salteri* Barr. – Delgado, p. 80
?p 1985 *Dysplanus* (*Zetillaenus*?) sp. A – Young, pp. 399-400.
v *1995 Cekovia* sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Cekovia* sp. – Romão, quadro 2.4
2011 Cekovia sp. – Sá *et al.*, p. 18

Etimologia. Espécie dedicada a Miguel Pires (Tomar, Santarém), paleontólogo amador cujas recolhas de fósseis efetuadas nos últimos anos permitiram o estabelecimento desta espécie e incrementaram de forma assinalável o conhecimento das associações de trilobites do Ordovícico Superior da região de Mação.

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de carapaça incompleta (CMP0025a e CMP0025b; Est. 4, Fig. A).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

***Paratipos*.** Vinte e cinco carapaças incompletas e/ou desarticuladas (moldes internos: CMP0026a; CMP0027a; CMP0028a; CMP0029; CMP0033; CMP0035a; CMP0036a; CMP0045a; CMP0046a; CMP0047a; CMP0048a; CMP0049; CMP0050; CMP0051-1; CMP0051-2; CMP0061; CMP0063a; CMP0073-1; CMP0075a; CMP0141a; CMP0143b; CMG0039; CMG0066; MNHN/U.L.-TP-0556a/moldes externos: CMP0026b; CMP0027b; CMP0028b; CMP0035b; CMP0036b; CMP0045b; CMP0046b; CMP0047b; CMP0048b; CMP0063b; CMP0075b; CMP0141b; CMP0143b; MGUTAD15040; MNHN/U.L.-TP-0556b); quatro cefalotórax incompletos (molde interno: CMP0030; CMP0031; CMP0043a; MGUTAD15049/molde externo: CMP0043b); quatro toracopigídios (moldes internos: CMP0072; CMG0070; MNHN/U.L.-TP-0555; MNHN/U.L.-TP-0557); dois pigídios (moldes internos: CMP0073-2; MGUTAD15005).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Tabela 8.4. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Cekovia piresi* n. sp da Formação Cabeço do Peão, Mação. Legenda das medições na Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	LC	LCcr	LCg	CP	CPr	LP	LPr	CT	PLC	PTC			LRR			CRC	CRP
CMP0025	0,80	0,50	0,15	0,15	-	1,20	0,60	0,80	0,25	1,60	0,40	2,10	0,62-0,19-0,19	-	-	0,50	0,25	0,31	0,38	0,38
CMP0026	-	-	-	-	-	-	-	0,85	0,32	1,60	0,45	-	-	-	-	0,53	0,28	0,38	-	-
CMP0026a	1,10	0,68	0,20	0,22	-	1,20	0,60	1,00	-	1,20	0,34	3,00	0,62-0,18-0,20	-	-	0,83	0,28	-	0,37	0,33
CMP0027	1,20	0,6	0,25	0,35	-	1,2	0,65	0,90	0,35	1,70	0,40	2,90	0,5-0,21-0,29	-	-	0,53	0,24	0,39	0,41	0,31
CMP0028	0,6	0,33	0,12	0,15	-	1,4	0,65	0,60	0,20	1,65	0,40	1,6	0,55-0,20-0,25	-	-	0,36	0,24	0,33	0,38	0,38
CMP0029	0,8	-	-	-	-	-	-	0,8	0,2	1,5	0,35	2,1	-	-	-	0,53	0,23	0,25	0,38	0,38
CMP0029	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMP0030	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMP0031	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMP0033	0,6	-	-	-	-	-	0,70	0,70	0,30	2,10	0,45	1,8	-	-	-	0,33	0,21	0,43	0,33	0,39
CMP0034	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMP0035	-	-	-	-	-	-	-	0,9	0,3	1,3	0,35	-	-	-	-	0,69	0,27	0,33	-	-
CMP0036	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
CMP0031	0,60	0,38	0,10	0,12	-	1,20	0,65	0,65	0,20	1,20	0,40	1,80	0,63-0,17-0,20	-	-	0,54	0,33	0,31	0,33	0,36
CMP0048	-	-	-	-	-	-	-	0,90	0,30	1,15	0,30	-	-	-	-	0,78	0,26	0,33	-	-
CMP0050	-	-	-	-	-	-	-	1,10	0,40	1,45	0,35	-	-	-	-	0,76	0,24	0,36	-	-
CMP0141	1,10	-	-	-	2,60	1,60	0,75	-	-	-	-	-	-	0,29	0,62	-	-	-	-	-

Diagnose. *Cekovia* com glabela convexa transversalmente, elevada em relação às genas, perdendo definição no último terço sagital cefálico, não sendo abobadada anteriormente. Glabela limitada por sulcos dorsais divergentes que se estendem até cerca de 70% do comprimento sagital cefálico. Ramos da sutura facial subparalelos ao sulco dorsal. Largura glabelar e largura cranidial (em vista dorsal em exemplares aplanados) correspondem a cerca de 27% e 60%, respetivamente, da largura cefálica total. Olhos ocupam um quinto do comprimento cefálico e estão situados no segundo quinto posterior. Fixigenas subretangulares e librigenas subtriangulares com canto genal muito ligeiramente arredondado. Cefalão e tórax (anéis e pleuras) com ornamentação picotada e cristas em socalco anostomosadas. Pigídio com ráquis parabólica a subtriangular, ocupando 33% do comprimento sagital pigidial e 25% da largura pigidial, definida por sulcos dorsais subretilíneos que encurvam para definir um contorno arredondado posterior.

Descrição. Forma ligeiramente micropígica. Cefalão de contorno semicircular, mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível no bordo posterior, a qual representa cerca de 230% do comprimento sagital cefálico (em exemplares aplanados, i.e., medidas sobre a superfície cefálica e não em vista dorsal). Glabela em forma de corpete, fortemente convexa sagital e transversalmente (a quase totalidade dos espécimes, devido à compactação, surgem aplanados), limitada lateralmente por sulcos dorsais moderadamente profundos que se estendem por cerca de 70% do comprimento cefálico, tornando-se ligeiramente mais superficiais em direção anterior, perdendo depois total definição. O traçado de cada sulco dorsal equivale aproximadamente a 100° de uma circunferência. Sulcos glabelares ausentes. Não se observou em nenhum exemplar as impressões musculares glabelares características do género (e.g. Šnajdr, 1957), facto que se atribuiu ao estado de preservação.

Padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,27-0,6 (largura glabelar-cranidial, *sensu* Klikushin *et al*., 2009). Fixigena subretangular, larga (tr.), representando cerca de 65% da largura total glabelar. Fixigena com máxima largura (tr.) ao nível do bordo anterior a qual apenas diminui ligeiramente já próximo do bordo posterior. Sulco do bordo posterior distinto, com configuração sigmoidal, encurvando primeiro em direção posterior e depois em direção anterior no seu extremo abaxial. Este sulco torna-se progressivamente mais amplo (exsag.) em direção abaxial. Sutura facial opistopária. Ramo posterior da sutura facial curto (sag.), divergindo ligeiramente, sendo subparalelo ao sulco dorsal na porção longitudinal correspondente e intersetando o bordo posterior da gena (em ω) com um ângulo de cerca de 95º em relação ao bordo da librigena. α e ω situam-se aproximadamente na mesma linha exsagital, ocupando o δ uma posição mais abaxial. Ramo anterior da sutura facial ligeiramente curvilíneo (divergente a cerca de 25º no ponto γ do plano sagital da carapaça), acompanhando aproximadamente o traçado do sulco dorsal glabelar até atingir o rebordo anterior cefálico. Em relação às secções perioculares (γ-ε), estas fazem um ângulo obtuso semelhante (cerca de 150º) quer com as secções ε-ω (ramos posteriores da sutura) quer com as secções γ-α (ramos anteriores da sutura).

Padrão longitudinal do cefalão é aproximadamente 0,60-0,19-0,21 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos de dimensão média a pequena, semicirculares, ocupando cerca de 19% do

comprimento sagital cefálico, ligeiramente mais curtos do que o ramo posterior da sutura facial. Apresentam uma curvatura acentuada. ε muito ligeiramente mais próximo dos sulcos dorsais do que γ. δ situa-se a cerca de metade do comprimento do lóbulo palpebral. Um espécime apresenta a superfície visual de um dos olhos parcialmente preservada (CMP0035; Est. 5, Fig. K), sendo os olhos compostos, do tipo holocroal.

Superfície externa cranidial ornamentada por cristas em socalco anostomosadas, irregularmente distribuídas, mas com certo paralelismo entre linhas consecutivas, apresentando nos espaços entre si um picotado composto por perfurações pequenas de tamanho variável. Esta ornamentação só é observável num espécime (holótipo, molde externo, CMP0045b) e apenas em algumas zonas da sua superfície, e é típica do género *Cekovia* (ver Hammann, 1992, est. 7, fig. 6 e *Cekovia* aff. *perplexa* neste trabalho, Est. 7, Figs. F-L).

Librigena subtriangular, de tamanho médio, com largura máxima librigenal situada ao nível do bordo posterior e correspondendo a cerca de 20% da largura cefálica total. Ângulo genal ligeiramente arredondado, com vértice levemente marcado em alguns espécimes. Superfície externa librigenal ornamentada por ténue rendilhado composto por linhas sinusoidais (não sendo possível avaliar se se trata da mesma ornamentação observada no cranídio, dado o débil estado de preservação da superfície externa das librigenas).

Dobra librigenal larga, ocupando cerca de 60% da largura (tr.) da librigena na sua porção oposta ao lóbulo palpebral. Ostenta cerca de 16 cristas em socalco, aumentando o seu número em direção posterior por bifurcação, até cerca de 20 cristas. As cristas são paralelas entre si junto ao bordo lateral adquirindo orientação subsagital em direção adaxial e posterior.

Nenhum espécime apresenta a placa rostral em conexão com o rebordo cefálico anterior. No entanto, em associações monoespecíficas de carapaças desarticuladas foram identificadas placas rostrais que deverão pertencer a *Cekovia piresi* n. sp. (Est. 4, Fig. E; Est. 5, Fig. G). Placa rostral de contorno aproximadamente trapezoidal, ligeiramente convexa, margem anterior arredondada. As suturas conetivas laterais (suturas de junção) são retas, convergindo posteriormente com um ângulo de cerca de 65° entre si, e têm um comprimento (sag.) semelhante à largura (tr.) da margem posterior. A placa rostral está ornamentada por nove cristas em socalco, contínuas e com espaçamento semelhante entre si (embora não seja rigorosamente constante). As cristas mais anteriores são subparalelas ao bordo anterior da placa rostral, tornando-se transversas e retilíneas em direção posterior. Face mais inclinada das cristas em socalco está direcionada anteriormente.

Hipostoma subtriangular, com margem posterior arredondada, corpo médio ocupa cerca de 70% do comprimento sagital hipostomal, definido por sulcos profundos que se atenuam e não circundam totalmente o limite posterior deste.

Tórax com 10 segmentos. Corresponde a cerca de 30% do comprimento total da carapaça em espécimes sem qualquer grau de enrolamento. A sua largura (tr.) é aproximadamente mantida desde o bordo anterior ao posterior. A ráquis é moderadamente convexa transversalmente, elevando-se acima das pleuras torácicas que são mais aplanadas. Apresenta forma

subtriangular, situando-se a sua largura máxima ao nível do primeiro segmento torácico (28% da largura total) e diminuindo gradual e regularmente em direção posterior (23% da largura total). Os sulcos dorsais são profundos (mais do que na glabela), muito bem definidos, tendo um traçado retilíneo e não se observam apódemas no seu contacto (processos articulares). As pleuras torácicas aumentam muito subtilmente a sua largura (tr.) em direção posterior, compensando a diminuição da dos anéis raquidiais, de forma a manter a largura total torácica aproximadamente constante.

Anéis torácicos sem sulco articular, subretangulares (mantêm o seu comprimento, exsag., ao longo de toda a sua largura), com os extremos distais truncados obliquamente (sulco dorsal com efeito ziguezague) e um pouco encurvados em direção posterior (sobretudo os anéis mais posteriores). Nos moldes externos é possível observar ornamentação por cristas de espessura (sag.) variável, subparalelas entre si com um espaçamento muito reduzido e irregular, com um traçado transversal e ligeiramente côncavo em relação ao anel seguinte. Nas zonas abaxiais de cada anel onde as cristas anteriores não chegam, observa-se ornamentação semelhante à do cranídio, composta por ténues cristas em socalco (que se prolongam a partir das cristas convexas adaxiais), entre as quais se dispõem pequenas perfurações que geram um aspeto picotado.

Pleuras fulcradas, com comprimento (exsag.) igual ao dos anéis torácicos. O fulcrum está moderadamente marcado e situa-se a cerca de 40% da largura total da pleura, relativamente ao sulco dorsal, no primeiro segmento, deslocando-se lentamente em direção abaxial até ao último segmento, no qual ocupa se situa a cerca de 50% da largura total torácica. Os extremos distais das pleuras são truncados e direcionados ligeiramente em direção posterior.

A parte interna da pleura é horizontal, não tem sulco pleural, encurvando para trás perto do fulcrum. Porção externa da pleura lisa, com faceta pleural subtriangular, plana e inclinada para a frente e para baixo, ocupando cerca de 30% da largura pleural total. Nos moldes externos é possível observar ornamentação da superfície da porção externa da pleura (e.g. CMP0035) por 2-3 cristas transversais que encurvam ligeiramente para diante nos extremos distais de cada pleura. A dobra pleural estende-se pelo menos até ao fulcrum. A parte interna da pleura apresenta ornamentação semelhante ao cranídio e extremos abaxiais dos anéis raquidiais torácicos, composta por ténues cristas em socalco anostomosadas e sigmoidais, numa disposição exsagital, entre as quais se dispõem pequenas perfurações que dão um aspeto geral picotado.

Pigídio de contorno subtriangular, mais largo que comprido (comprimento corresponde a cerca de 55% da largura). Em vista lateral está elevado na sua metade anterior, decaindo suavemente na metade posterior.

Ráquis parabólica, convexa (sag. e tr.), com cerca de um quarto da largura pigidial no bordo anterior e ocupando cerca de um terço do comprimento total pigidial. Está delimitada por sulcos dorsais muito superficiais, visíveis sobretudo na sua porção anterior e que raramente se observam no seu limite posterior. Em alguns espécimes reconhece-se a presença de um par de depressões/sulcos ténues que divergem abaxial e posteriormente desde a zona média dos sulcos dorsais em direção às zonas pleurais, com um desenvolvimento transversal reduzido.



Figura 8.4. Molde interno de hipostoma de *Cekovia piresi* n. sp., com linhas esquemáticas de contorno.

Estas depressões poderão resultar da compactação e espelhar a estrutura ventral (como o limite da dobra, dado que as cristas em socalco que a ornamentam sofrem mudança de direção numa zona posterior a estas depressões). Ráquis e áreas pleurais lisas (poderão ter ornamentação semelhante ao cranídio e tórax, mas não estar preservada nos espécimes disponíveis). Os cantos anterolaterais apresentam um vértice definido, embora ligeiramente arredondado, com um ângulo agudo de cerca de 85º, quase reto. O bordo anterior nas regiões pleurais apresenta abaxialmente uma faceta ligeiramente inclinada para a zona anterior e para baixo (mimetizando as facetas pleurais dos segmentos torácicos). A superfície externa desta faceta está ornamentada por cerca de 4-5 linhas transversais. Dobra pigidial ampla, subparalela ao bordo pigidial, ocupando cerca de 40% do comprimento/largura pigidial, apresentando medialmente uma cúspide. Lateralmente, contam-se cerca de 15 cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo com um espaçamento aproximadamente constante.

Observações. A escolha do holótipo, um espécime que, embora deformado, preserva a convexidade da carapaça, não foi imediata, por existir dúvida quanto à conspecificidade com os restantes espécimes aplanados. Porém, concluiu-se que os caracteres diagnósticos e outros traços morfológicos corroboram a conspecificidade do material, tendo-se optado pela seleção do espécime que preserva a convexidade original da carapaça. Também os detalhes da ornamentação, como as cristas em socalco que ornamentam as facetas pleurais dos segmentos torácicos, têm exatamente a mesma configuração em ambos morfotipos (espécimes aplanados e espécimes convexos). A deformação consegue atribuir artefactos morfológicos, sobretudo a carapaças significativamente convexas, dificultando a correta interpretação da identidade de diferentes espécimes que podem ser conspecíficos, situação que se agrava bastante com trilobites illaenídeos, dada a escassez de sulcos e rasgos morfológicos, efeito descrito por alguns autores como apagamento (= *effacement*) embora a forma mais correta seja liso (= *smooth*). A observação do material-tipo de outras espécies de *Cekovia* (e.g. *C. salteri*) permitiu também verificar os mesmos efeitos da deformação sobre as carapaças convexas do género, sustentando a interpretação e diferenciação do material português.

De entre as espécies atribuídas ao género *Cekovia*, *C. salteri,* do Berouniano da República Checa (Est. 8; Figs. A-G, J; Šnajdr, 1957, pp. 179-183, est. 9, fig. 1; Bruthansová, 2002, p. 184, fig. 14h-l) é morfologicamente a mais próxima de *C. piresi*, sobretudo a nível cefálico. Distingue-se sobretudo a nível pigidial, sendo que o contorno do pigídio de *C. piresi* é subtriangular, com os cantos anterolaterais bem definidos e o de *C. salteri* é subelíptico, com cantos anterolaterais mais arredondados. Também a ráquis pigidial de ambas as espécies é claramente distinta, sendo que em *C. piresi* é parabólica, definida por um sulco ténue, com terminação posterior arredondada e a de *C. salteri* é afunilada, definida por leves sulcos que a limitam apenas lateralmente. *Cekovia salteri* é a espécie de *Cekovia* mais bem representada de

entre as espécies checas, existindo abundantes espécimes articulados, completos e bem preservados nas coleções clássicas da República Checa (Národní muzeum v Praze e Česká geologická služba), figurando-se alguns para comparação [curiosamente, após Barrande (1852) só Bruthansová (2003, fig. 14h-l) figurou um espécime completo].

C. tranfuga das Formação Letná e Libeň do Berouniano inferior da República Checa (Šnajdr, 1956, est. 2, figs. 1-4; Bruthansová, 2002, fig. 14e-g; Est. 7, Figs. G, H, J, K, M, N), espécie-tipo do género, distingue-se de *C. piresi* por apresentar sulcos dorsais mais compridos (exsag.), glabela anteriormente mais inflada, ramo posterior da sutura facial ligeiramente convergente, pigídio com contorno mais elíptico (a margem anterior é, abaxial aos sulcos dorsais, encurvado em direção posterior) e ráquis pigidial não parabólica e não limitada posteriormente.

C. goetzi (Šnajdr, 1957, est. 9, figs. 3-9) da base da Formação Vinice do Berouniano médio da República Checa distingue-se facilmente de *C. piresi* pela ausência de olhos e glabela inflada e arredondada anteriormente. A nível pigidial, *C. piresi* aproxima-se mais de *C. goetzi* do que das restantes espécies checas de *Cekovia*.

C. perplexa da Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha (Hammann, 1992, ests. 7-10) distingue-se facilmente de *C. piresi* por uma glabela posteriormente mais estreita, anteriormente definida, arredondada e inflada. A nível pigidial são muito semelhantes, mas a ráquis pigidial de *C. perplexa* está definida por sulcos mais marcados, é um pouco mais comprida (sag.) e convexa que a de *C. piresi*.

C. munieri, cujas características diagnósticas já foram discutidas em cima (ver observações do género), distingue-se de *C. piresi* pelos sulcos dorsais, mais divergentes e compridos, e por um pigídio com ráquis afunilada e significativamente mais comprida (sag.) e librigenas com ponta genal.

C. loredensis da Formação Porto de Santa Anna de Portugal (Ests. 1-3) distingue-se de *C. piresi* pelo cefalão de contorno parabólico e sulcos dorsais mais curtos e menos divergentes e pigídio de contorno parabólico e ráquis afunilada.

A existência de apenas dois espécimes que conservam convexidade levantou dúvidas sobre a sua conspecificidade. Será pelo facto de glabela ser originalmente bastante convexa que na maioria dos espécimes, bastante aplanados, o seu limite anterior não ficará preservado, provavelmente por colapso da estrutura. A espécie apresenta comportamento claramente gregário, sendo comum a ocorrência de vários espécimes juntos (quer estejamos perante acumulações de mudas ou de cadáveres). Não foram reconhecidas variações morfológicas ontogenéticas em indivíduos holaspis embora as ténues depressões transversais no pigídio só se tenham observado em indivíduos de dimensões mais pequenas (as quais, como mencionado, poderão ser um efeito da compactação). É um dos illaenídeos mais abundantes do Membro Queixopêrra e está representado por espécimes frequentemente completos. Por este motivo considerou-se que parte dos exemplares de *Dysplanus* (*Zetillaenus*?) sp. A de Young (1985) deverá corresponder a *C. piresi* n. sp.

Cekovia cf. *transfuga* (Barrande, 1872)

(Est. 6, Figs. A-E)

Material. Um cranídio (molde interno: CMP0062); um pigídio (molde externo: MGUTAD15038).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1), Portugal.

Descrição e observações. De entre o abundante material do género *Cekovia* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação, neste trabalho classificado como *C. piresi* n. sp., dois espécimes parecem diferenciar-se. Devido à deformação da maioria dos espécimes, hesitou-se na separação deste material. Porém, a presença de um cranídio e um pigídio, em que ambos coincidem com a diagnose de *C. transfuga* da Formação Letná da República Checa, suporta a sugestão de que no Membro Queixopêrra podem efetivamente estar representadas duas espécies do mesmo género. Neste caso, o facto de muitos espécimes atribuídos a *C. piresi* n. sp. estarem bastante deformados, poderá resultar em identificações erróneas. O único cranídio aqui condicionalmente atribuído a *C. transfuga* diferencia-se de *C. piresi* n. sp. pelo percurso dos sulcos dorsais, com porção posterior convergente muito curta (exsag.), rapidamente divergindo até ao bordo anterior cefálico, o qual está limitado por um rebordo bem definido. Em vista frontal, a glabelabastante convexa (tr.) eleva-se marcadamente em relação às áreas genais. O pigídio incluído sob esta designação diferencia-se de *C. piresi* n. sp. pelo contorno mais losangular, mais curto (sag.), com cantos anterolaterais definindo um ângulo ligeiramente agudo e ráquis limitada por sulcos suavemente côncavos, não marcados posterioremente. Também a dobra pigidial parece ser mais longa (sag., em relação ao comprimento total pigidial) e poderá eventualmente ter duas cúspides (é difícil avaliar este caracter uma vez que a dobra só é observável em espécimes esfoliados e nem sempre o contorno da esfoliação espelha o contorno da dobra). Lateralmente contabilizam-se pelo menos 20 cristas em socalco paralelas à margem pigidial e entre si, sendo que adaxialmente, na zona que fica posterior à ráquis, adquirem uma configuração côncava em relação a esta última, bifurcando-se e intercalando-se algumas cristas adicionais descontínuas.

Cekovia sp.

(Est. 6, Figs. E-M; Est. 7, Figs. A-C)

Material. Cinco cranídios (moldes internos: MGUTAD15607; MGUTAD15612; MGUTAD15614; MGUTAD15616; MGUTAD15710-1); uma librigena (molde interno: MGUTAd15711); três pigídios (moldes internos: MGUTAD15608; MGUTAD15610; MGUTAD15710a/molde externo: MGUTAD15710b), recolhidos no Membro Poiares da Formação Ferradosa (Penacova).

Dois cranídios (moldes internos: MG30583; MG30585a/molde externo: MG30585b); uma librigena (molde interno: MG30582a/molde externo: MG30582b); um pigídio (molde interno: MG30611), recolhidos no Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Penacova).

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MP-1) e Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, ca. Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1), Portugal.

Descrição e observações. No Membro Poiares aflorante na região de Sazes do Lorvão (jazida SAZ-MP-1) as trilobites, embora raras, estão essencialmente representadas por fragmentos muito deformados de um illaenídeo de grandes dimensões (ainda que amplificadas pela compressão e estiramento). O mesmo illaenídeo está representado no Membro Riba de Cima, na jazida SAZ-MRC-1, poucas dezenas de metros a Este do primeiro ponto (ainda que em níveis litoestratigraficamente distintos). Os sulcos dorsais cefálicos em forma de corpete, que se prolongam quase até ao limite anterior cranidial; as fixigenas subretangulares, com margem abaxial subparalela ao sulco dorsal; a posição posterior do olho, relativamente pequeno (exsag.); a librigena subtriangular, alongada (exsag.); a muito característica configuração pigidial, com ráquis definida lateralmente por sulcos dorsais encurvados que lhe conferem um contorno em funil; e a ornamentação, permitem a atribuição segura destes exemplares ao género *Cekovia*. Porém, o estado de preservação do material não permite a sua identificação a nível específico. O contorno da ráquis pigidial aproxima-se bastante do de *C. loredensis*, da Formação Porto de Santa Anna, única espécie conhecida do género cujos sulcos dorsais pigidiais são arqueados, definindo ráquis em "funil". As grandes dimensões, contorno pigidial e proveniência geográfica e estratigráfica apoiriam esta atribuição específica. Porém, os sulcos dorsais cefálicos são mais longos (exsag.), quase atingindo o limite cefálico anterior e os olhos, analisados numa única librigena, parecem ser mais curtos (exsag.). Ainda que algumas diferenças possam ser preservacionais (na sua localidade-tipo existem espécimes de *C. loredensis* que apresentam os sulcos mais longos que a média da espécie e a librigena aqui atribuída considerada conspecífica pode pertencer a outro taxon), opta-se pela identificação destes exemplares em nomenclatura aberta.

?*Cekovia* cf. *perplexa* Hammann, 1992

(Est. 7, Figs. D-E)

Material. Um pigídio (molde interno: MG30570a/molde externo: MG30570b).

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa, ca. Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Espinheira, ESP-MP-1), Portugal.

Descrição e observações. Um único pigídio é aqui tentativamente atribuído a *Cekovia perplexa*. Embora o único espécie disponível esteja muito deformado, a morfologia geral, largura relativa da ráquis e sua configuração, com o meio-anel articular curto (sag.), convexo

e com sulco articular amplo (sag.), permitem uma aproximação confiante a *C. perplexa*, identificada na Formação Caliza de Cistoideos de Espanha, cuja idade é considerada contemporânea da Formação Ferradosa. A morfologia raquidial recorda também o género *Amphoriops* Hammann, 1992, presente em ambas as formações. Porém, o molde externo permite observar um sulco dorsal que define a ráquis parabólica até ao seu limite posterior, sendo que em *Amphoriops* este perde definição posteriormente.

O género *Cekovia* Šnajdr, 1955: revisão com novos dados de Marrocos. No decorrer do presente trabalho, foi efetuada uma revisão sistemática do género *Cekovia*. Várias espécies anteriormente atribuídas a *Cekovia* foram rejeitadas (ver observações do género). *Cekovia* é aqui considerado um género endémico, que viveu confinado ao Domínio Europeu peri-Gondwânico, e está documentado em Portugal, Espanha, França, República Checa e Marrocos. Tem o seu primeiro aparecimento no Sandbiano (Berouniano inferior) da República Checa (*C. transfuga*) e os seus registos mais recentes datam do Katiano superior de Espanha (*C. tenuis*) e de Marrocos (*C.* aff. *perplexa*). Está atualmente representado por nove espécies: *C. goetzi, C. loredensis* (Ests. 1-3), *C. munieri, C. perplexa, C. piresi* n. sp. (Ests. 4-5), *C. salteri* (Est. 8, Figs. A-G, J), *C. transfuga* (Est. 7, Figs. G, H, J, K, M, N), C. *tenuis* e *Cekovia* n. sp. aff. *perplexa* (Est. 7; Figs. F, I, L). Na Fig. 8.5 esquematizam-se as morfologias das espécies checas e portuguesas, de forma a facilitar a interpretação das observações que se seguem (as restantes foram ilustradas e bem documentadas por Hammann, 1976, 1992, trabalhos para os quais se remete consulta complementar). De entre estas espécies, apenas não foi possível rever o material-tipo de *C. munieri*, definida por Kerforne (1900, est. XIII, figs. 3-6). A documentação original da espécie é deficiente e o conhecimento atual de *C. munieri* baseia-se no material espanhol considerado conspecífico por Hammann (1976, 1992) e proveniente das formações Bancos Mixtos e Caliza de Cistoideos, o qual foi revisto. Refira-se que Wolfgang Hammann nunca esclareceu se reviu o material-tipo francês ou se baseou a sua identificação conspecífica dos espécimes espanhóis apenas na descrição e ilustrações de Kerforne (1900), as quais são aqui consideradas comonão são suficientes para diagnosticar o taxon. Na verdade, se Hammann não reviu o material-tipo, *C. munieri* poderá ser um sinónimo-sénior de várias espécies do género definidas posteriormente: *C. loredensis, C. piresi* n. sp., *C. perplexa* e até (ainda que parcialmente) *Vysocania iberica* (Hammann, 1976). De entre os quatro espécimes ilustrados por Kerforne (1900), apenas um (op. cit., est. XIII, fig. 3) parece garantidamente pertencer ao género *Cekovia*. Os restantes (op. cit, est. XIII, figs. 4-6) poderão pertencer ou a *Cekovia* ou a *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997 que, tendo em conta a correlação lateral da Formação Rosan, poderá estar também ali representado. Apenas o estudo do material-tipo de Kerforne e a recolha de espécimes adicionais na Formação Rosan permitirão esclarecer estas dúvidas.

A nível cranidial, *Cekovia* apresenta dois morfotipos principais: glabelas em forma de corpete, definidas por sulcos dorsais mais curtos (exsag.) e com lóbulos glabelares frontais pouco abobadadados, que se fundem com a zona anterior cefálica, e glabelas em forma de pêra invertida, definidas até à região anterior cefálica por sulcos dorsais que convergem anteriormente, circundando um lóbulo glabelar frontal abobadadado e mais ou menos subcircular. Entre estes dois morfotipos existem termos intermédios, mas não se reconhece

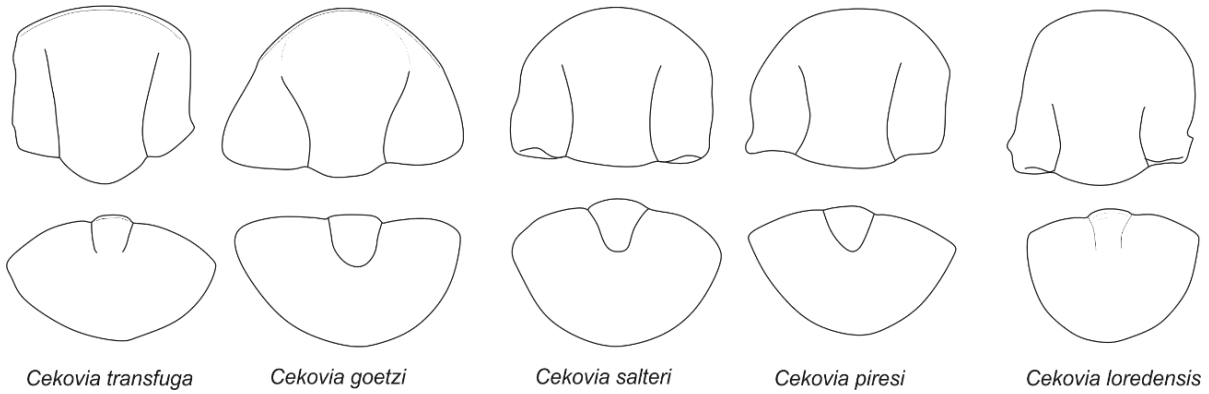


Figura 8.5. Reconstrução esquemática (com base em espécimes reais) de cranídios e pigídios de algumas espécies de *Cekovia* Šnajdr, 1955.

uma tendência evolutiva entre os dois extremos. Do primeiro grupo fazem parte as espécies *C. loredensis*, *C. salteri* e *C. piresi* n. sp. e do segundo as espécies *C. goetzi*, *C. perplexa*, *C. tenuis* e *C. munieri* (aceitando a identificação conspecífica de Hammann, 1976, 1992). As restantes espécies, *transfuga* e *C.* n. sp. aff. *perplexa* representam termos morfológicos intermédios: a primeira apresenta sulcos dorsais definidos até à região anterior cefálica, mas não se observa uma verdadeira convergência destes anteriormente; a segunda apresenta o lóbulo frontal subcircular, com os sulcos dorsais convergentes, mas não abobadadado. A nível glabelar, as espécies *C. loredensis*, *C. salteri* e *C. piresi* n. sp. são dificilmente diferenciáveis. Também as restantes, na presença de material deformado, podem confundir-se entre si. Por este motivo, a morfologia pigidial é considerada essencial na sistemática do género. Existem dois caracteres principais que apresentam maior variabilidade: o contorno pigidial, sobretudo a margem anterior e os cantos anterolaterais, e o contorno da ráquis. A nível do contorno pigidial, consideram-se como extremos a espécie *C. loredensis*, com pigídio parabólico, cantos anterolaterais com um ângulo igual ou superior a 90º e margem pigidial anterior retilínea; e a espécie-tipo *C. transfuga*, com contorno sublosangular, margem anterior arqueada (convexa em sentido anterior) e cantos anterolaterais bem definidos, com um ângulo agudo. As espécies *C. goetzi* e *C. piresi* n. sp. aproximam-se mais da primeira morfologia, *C. munieri* da segunda e as restantes apresentam morfologias intermédias. A ráquis pigidial pode ou não estar definida posteriormente (*C. loredensis* e *C. transfuga* são as espécies cuja ráquis pigidial não está definida posteriormente) e os sulcos dorsais podem ser subretilíneos (ráquis subtriangulares, e.g. *C. piresi* n. sp., *C. perplexa*, *C. tenuis*), arqueados de forma côncava entre si (ráquis afuniladas, e.g. *C. loredensis* e *C. salteri*). A análise dos caracteres anteriormente mencionados permite a diferenciação das espécies definidas, mas, como referido, não se reconhece uma tendência morfológica dentro do género (apenas se reconhecem espécies que, entre si, são morfologicamente mais afins). *C. loredensis* é possivelmente a espécie que apresenta uma morfologia menos derivada, com sulcos dorsais cefálicos curtos (exsag.), cefalão e pigídio parabólicos e ráquis afunilada, não definida posteriormente. O conjunto destes caracteres, e a configuração da ráquis torácica (com variação da largura muito subtil) atribuem-lhe uma morfologia que recorda alguns illaenídeos do Ordovícico Médio, nomeadamente *Ectillaenus* e *Caudillaenus* (comparar *Cekovia loredensis* com *Caudillaenus advena*, Bruthansová, 2002, fig. 6). Qualquer consideração

adicional requer uma detalhada análise filogenética deste conjunto de illaenídeos endémicos. A origem de *Cekovia* poderia estar conectada com estes géneros.

Cekovia aff. *perplexa* Hammann, 1992

(Est. 7, Figs. F, I, L)

? 1950 *Illaenus* sp. – Termier & Termier, est. CLXXXV, fig. 8
v*2016 Cekovia* aff. *perplexa* – Villas *et al.*, p. 52

Material. Um cranídio (molde interno: MGUTAD15638).

Ocorrência. Parte inferior da Formação Lower Second Bani (unidade G de Destombes *et al.*, 1985) do topo do Katiano (topo do Kralodvoriano) da secção de Aït Isioul, oeste de Tagounite, Marrocos.

Descrição e observações. Glabela pouco abobadada, protuberante em relação às fixigenas. Sulcos dorsais longos, sem alcançar o bordo anterior, ocupando cerca de 80% do comprimento (sag.) cranidial; subparalelos na sua porção posterior, divergindo moderadamente após os lóbulos palpebrais, os quais estão situados no terço posterior cranidial (sag.). Na sua porção mais anterior, os sulcos dorsais tornam-se subparalelos ou ligeiramente convergentes. A largura glabelar posterior corresponde a 67% da largura máxima glabelar (anterior). A superfície cranidial está ornamentada por grânulos irregulares e cristas em socalco anostomosadas. A margem anterior está ornamentada por cristas em socalco subparalelas com grânulos intercalados em fileiras irregulares. De entre as espécies conhecidas do género *Cekovia,* o único cranídio recolhido apresenta maior semelhança com *C. salteri* da República Checa, *C. loredensis* de Portugal e *C. perplexa* de Espanha. Comparando com *C. salteri,* o material marroquino tem uma glabela relativamente mais estreita na sua parte posterior; os sulcos dorsais são subparalelos nesta secção, não convergentes; as fixigenas são ligeiramente mais estreitas, comparando com a largura glabelar e a margem anterior é perfeitamente arredondada em vista lateral e não suavemente aplanada como na espécie checa. No que respeita a este último caracter, *C.* aff. *perplexa* aproxima-se de *C. loredensis,* a qual apresenta também ornamentação cranidial similar. No entanto, a espécie portuguesa difere por ter sulcos dorsais mais curtos (exsag.), cranídio mais parabólico e metade anterior da fixigena ligeiramente mais larga (tr.). *C. perplexa* assemelha-se por também apresentar parte posterior da glabela com lados subparalelos e o mesmo padrão de ornamentação (Hammann, 1992, est. 7, fig. 6), mas difere claramente no contorno glabelar, com a porção posterior mais longa (exsag.), porção anterior mais abobadada e definida por sulcos dorsais convergentes. Embora a morfologia cranidial do material marroquino seja mais próxima das espécies *C. salteri* e *C. loredensis,* o traçado subparalelo dos sulcos dorsais na sua porção posterior e a suave convergência destes sulcos anteriormente sugere que, do ponto de vista da evolução morfológica do género, a espécie da Formação Lower Second Bani terá mais afinidade com *C. perplexa. C.* aff. *perplexa* representa uma nova espécie, mas é necessário material adicional para permitir a sua definição.

O único cranídio recolhido constitui o primeiro registo do género *Cekovia* em Marrocos. Termier & Termier (1950, est. CLXXXV, fig. 8) figuraram um cranídio, identificado como *Illaenus* sp., provenientes da "estrada de Tineghir a Alnif", o qual é similar a *C.* aff. *perplexa*. Porém, a sua proveniência estratigráfica não é possível de determinar.

Género ***Vysocania*** Vaněk & Vokáč, 1997

Espécie-tipo. *Zbirovia vaneki* Šnajdr, 1958 (=*Vysocania vaneki*) da Formação Bohdalec do Berouniano superior (Katiano inferior da escala cronostratigráfica global) da República Checa.

Diagnose emendada (alterada de Vaněk & Vokáč, 1997, p.28, para incluir as espécies aqui atribuídas a este género) Cefalão subsemicircular, cranídio muito convexo (sag. e tr.), com lóbulo frontal sobreposto à margem anterior cefálica; sulcos dorsais em forma de corpete, com cerca de um terço (exsag.) do comprimento cefálico; largura glabelar anterior corresponde a cerca de 45-50% da largura cranidial; glabela pouco convexa (tr.), perdendo total convexidade anterior aos sulcos dorsais; lóbulos palpebrais médios (cerca de 18% do comprimento cefálico), localizados posteriormente; librigena subtriangular a subtrapezoidal, com ângulo genal tipicamente pontiagudo ou portador de pequena ponta genal (pode também ser arredondado); placa rostral trapezoidal, com suturas conetivas oblíquas cerca de 25º em relação ao eixo transversal do exosqueleto; hipostoma com comprimento de cerca de 75% da largura, sulco médio obliquo e estreito (tr.), situado a cerca de metade do comprimento hipostomal. Tórax com nove segmentos (pode ter apenas oito), com ráquis subtriangular (40-45% da largura torácica anteriormente e 25% posteriormente). Pigídio subpentagonal a subelíptico, de forma acoraçonada, com razão CP/LP entre 0,55 e 0,70; ráquis com cerca de 25% da largura máxima pigidial, normalmente sem convexidade; sulcos dorsais não definidos ou muito débeis; dobra pigidial ampla (cerca de 50% do comprimento pigidial), mais longa medialmente, podendo ter duas cúspides (pode ser mais curta e de comprimento constante).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Vysocania iberica (Hammann, 1976); =*Dysplanus* (*Zetillaenus*) *ibericus*; Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (fatia temporal Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Espanha; também no Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Mação e Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Katiano (Berouniano superior) do Buçaco, Portugal;

V. marocana n. sp.; Camada Ouzregui, topo da Formação Ktaoua Superior, Katiano superior (fatia temporal Ka4, Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Bou Ingarf, Zagora, Marrocos;

V. moraveci n. sp.; Formação Libeň do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa; também Formação Letná (mesma idade e região);

V. oblita (Barrande, 1872); =*Illaenus oblitus*; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

V. panderi (Barrande, 1852); = *Illaenus panderi*; Formação Zahořany (também Formação Vinice), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa; também Formação Vinice (mesma idade e região).

Observações. O exosqueleto das trilobites illaenídeos, virtualmente sem caracteres (usualmente descrito como "apagado", = *erased*), torna a sua diferenciação taxonómica muito difícil. É aqui preferido o termo "liso" em vez de "apagado" para descrever o exosqueleto de Illaenidae, porque o termo "apagado" pressupõem que os seus antecessores teriam, necessariamente, sulcos. Na escassez dos caracteres disponíveis em outros grupos, são os padrões das cristas em socalco, das cicatrizes musculares, a posição do olho, número de segmentos torácicos e a forma da placa rostral, flange rostral, hipostoma e dobra pigidial os mais úteis na diferenciação dos illaenídeos. Neste sentido, Amati & Westrop (2006) referiram o facto do género *Illaenus* Dalman, 1827 ter servido durante muito tempo como "balde do lixo" das formas de trilobites lisas. O mesmo se aplica ao género *Stenopareia* Holm, 1886 e aos illaenídeos que apresentam nove segmentos torácicos, cefalão parabólico com sulcos dorsais marcados até cerca de metade do comprimento cefálico, librigenas subtriangulares com cantos genais arredondados e pigídios lisos, semicirculares e com ráquis quase indefinido. Posteriormente, Carlucci *et al.* (2012) apresentam uma boa discussão sobre a problemática do género *Stenopareia* e da grande variabilidade específica que atualmente encerra, sendo amplamente polifilético. As diagnoses propostas para o género são pouco ou nada "diagnósticas", fazendo com que quase todos os illaenídeos se incluam nelas. Esta ambiguidade levou, por exemplo, Carlucci & Westrop (2012) a classificarem como "*Stenopareia*" (com aspas, aludindo à sua não-monofilia) um illaenídio, discutindo a identificação temporária pela fulcral necessidade de revisão do género.

Durante os últimos 70 anos os registos de *Stenopareia* no Domínio Europeu peri-Gondwânico permaneceram taxonomicamente estáveis, embora várias diferenças morfológicas permitam separar as espécies peri-Gondwânicas de *Stenopareia s.s.* da Báltica (espécie-tipo *Illaenus linnarsoni* Holm, 1882 e taxa cogenéricos). Estas diferenças, que serão elencadas seguidamente, justificam a separação dos registos peri-Gondwânicos num género diferente, *Vysocania*, originalmente definido por Vaněk & Vokáč (1997) para incluir apenas *Zbirovia vaneki* Šnajdr, 1958.

Focando a morfologia dorsal, indicam-se em seguida os caracteres que justificam a separação de *Vysocania* e *Stenopareia.* A nível cefálico, *Stenopareia* tem uma glabela relativamente mais larga (tr.), definida por sulcos dorsais cefálicos mais retilíneos, as librigenas são arredondadas no ângulo genal (*Vysocania* tem o ângulo genal pontiagudo ou com uma pequena ponta genal, com exceção de *V. panderi* que tem ângulo genal arredondado). As cicatrizes musculares (em *S. linnarssoni*) têm um padrão de quatro pares, cujas dimensões diminuem em sentido anterior e são, individualmente, ramificadas (*Vysocania* apresenta quatro cicatrizes musculares glabelares pareadas, subcirculares, equidimensionais, segundo Šnajdr, 1957, texto-fig. 3) e em vista lateral a margem anterior cefálica apresenta um perfil

suavemente aplanado a côncavo (*Vysocania* tem um perfil cefálico anterior muito convexo, amplamente arredondado). A nível torácico, *Stenopareia* tem uma ráquis mais larga em relação à largura total do tórax (cerca de 50% da largura de cada segmento face a 35% em *Vysocania*). A nível pigidial, *Stenopareia* tem uma ráquis significativamente mais larga (razão LPr/LP aproximada de 0,40 face a 0,25 em *Vysocania*), verificando-se assim uma maior largura (tr.) relativa do lóbulo central de *Stenopareia* em todo o exosqueleto, com a glabela, ráquis torácica e ráquis pigidial relativamente mais largas que em *Vysocania*. Focando a morfologia ventral, *Stenopareia* diferencia-se de *Vysocania* por uma configuração distinta da placa rostral, com suturas conectivas mais oblíquas (cerca de 45º face a 25º em *Vysocania*), maior razão entre largura anterior e a largura posterior rostral (0,57 face a apenas 0,28 em *Vysocania*), e ausência da depressão medial posterior característica de *Vysocania;* por um hipostoma com contorno diferente e distinta configuração das asas anteriores, das máculas e sulco médio (Fig. 8.6) e pela presença de uma dobra pigidial mais curta (sag. e tr.) com um distinto padrão de cúspide/es. O número de cúspides não é fixo em nenhum dos géneros, existindo espécies de *Stenopareia* e espécies de *Vysocania* que apresentam um ou duas cúspides.

As diferenças identificadas a nível da placa rostral e do hipostoma seriam, por si só, suficientes para a separação a nível genérico de ambos os taxa. Adicionalmente, a superfície dorsal apresenta também um conjunto de caracteres que permite diagnosticar e distinguir *Stenopareia* e *Vysocania*, sendo apenas a sua aparência morfológica geral (convergência morfológica) que motivou anteriormente a inclusão de diferentes géneros sob o nome de *Stenopareia*.

No âmbito deste trabalho são apresentados os dados inéditos relativamente às ocorrências do género no Berouniano médio de Portugal e Espanha e no Katiano superior de Marrocos. Adicionalmente, foi efetuada uma revisão das espécies cogenéricas do Domínio Europeu peri-Gondwânico anteriormente atribuídas ao género *Stenopareia*, tendo sido revisto o material-tipo de *Illaenus panderi* Barrande, 1852, *Zbirovia vaneki* Šnajdr, 1958, *Illaenus oblitus* Barrande, 1872, *Illaenus hospes*, 1872 e outros illaenídeos afim do Ordovícico Superior da República Checa, o material-tipo de *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* Hammann, 1976 e o material atribuído por Hammann (1992) a *Stenopareia oblita*, os dois últimos do Ordovícico Superior de Espanha (e aqui considerados como pertencentes ao género *Vysocania*).

Segundo a recomendação 69a do Código Internacional de Nomenclatura Zoológica, *Vysocania panderi* (Barrande, 1852) seria a espécie do género mais adequada para ser eleita como espécie-tipo (é amplamente mais frequente e está melhor descrita). No entanto, dado que segundo os artigos do capítulo 15 do mesmo código a eleição original de *Vysocania vaneki* como espécie-tipo pelos autores deste género (Vaněk & Vokáč, 1997) é válida, dever-se-á manter a sua eleição.

A problemática *Vysocania, Stenopareia* e *Zetillaenus*. A confusão entre o género *Zetillaenus* Šnajdr, 1957 *e Stenopareia* s.l. no Domínio Dalmanitidíneo (*sensu* Adrain *et al*., 2004) começou desde o estabelecimento das espécies atualmente atribuídas a ambos os géneros por Barrande (1852). Este autor distinguiu *Illaenus wahlenbergianus* Barrande, 1852

(=*Zetillaenus wahlenbergianus*) de *Illaenus panderi* (=*Vysocania panderi*, *Stenopareia panderi* dos autores anteriores) pelos ângulos genais, considerando que a primeira espécie tem uma ponta genal pequena e afunilada e a segunda um canto genal arredondado. Desde modo, os autores posteriores foram considerando que os illaenídeos com morfologia típica de *Stenopareia* mas com ponta genal corresponderiam ao género *Zetillaenus*. Este facto levou Thadeu (1947) a alterar a classificação de Delgado (1908) de *Illaenus* cf. *panderi* do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna para *Illaenus wahlenbergianus* e Hammann (1976) a considerar a sua nova espécie *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* como pertencente ao género (à data subgénero) *Zetillaenus*. No entanto, a configuração cefálica e pigidial da espécie *D. (Z.) ibericus* (=*Vysocania iberica*), bem como a configuração da placa rostral (ver Hammann, 1976, est. 3, fig. 37) e as formas juvenis (ver Hammann, 1976, est. 2, fig. 24), separam esta espécie do género *Zetillaenus* e permitem classifica-la como pertencente a *Vysocania* (*Stenopareia* nos trabalhos anteriores). *Vysocania* e *Zetillaenus*, embora tenham semelhanças a nível da morfologia geral, são géneros independentes e diferenciáveis por um conjunto de caracteres dorsais e ventrais. A nível dorsal, *Zetillaenus* distingue-se de *Vysocania* por possuir um contorno cefálico mais parabólico (em *Vysocania* é semicircular), e ter presença de lunetas. Em vista lateral o perfil cefálico de *Zetillaenus* descreve um arco de circunferência (*Vysocania* apresenta a região anterior muito convexa, com uma curvatura superior), a librigena apresenta margem lateral convexa com flexão na região proximal da espinha genal, tornando-se côncava para se prolongar numa espinha genal mais fina (tr.) (*Vysocania* apresenta a margem lateral da librigena convexa, continuando na ponta genal sem flexão, definindo uma ponta genal de base mais larga). O pigídio tem um contorno mais parabólico (em *Vysocania* é sub-semicircular a subpentagonal) e a dobra pigidial é mais curta (sag.), com uma única cúspide (*Vysocania* pode ter uma ou duas cúspides e a dobra pigidial ocupa pelo menos 50% do comprimento sagital pigidial). A nível ventral, *Zetillaenus* tem uma placa rostral mais longa (sag.), com suturas conectivas suavemente arqueadas (*Vysocania* tem uma placa rostral com contorno mais alargado e suturas conectivas mais retilíneas), o hipostoma apresenta uma constrição lateral que define ombros, ausente em *Vysocania* (cuja margem lateral hipostomal é contínua até ao limite anterior) e, embora menos diagnóstico, as cristas em socalco da dobra pigidial são menos numerosas e mais regulares do que em *Vysocania*.

A presença/ausência de espinha genal, motivo principal da confusão existente entre os géneros *Vysocania* e *Zetillaenus*, não deverá ser um caracter com importância acima da categoria específica e até nem mesmo específico em casos particulares. Esta interpretação baseia-se na variação do ângulo genal, vincado ou com ponta, descrita em illaenídeos bem preservados. São exemplo a espécie *Illaenus schmidti* Nieszkowski 1857, representada por espécimes bem preservados e que apresentam ângulos genais pontiagudos ou com ponta (Klikushin *et al.*, 2009); e também *Dysplanus acutigenia* Jaanusson, 1957, tendo o seu autor (Jaanusson, 1957: 101) enfatizado a dificuldade da interpretação das pontas genais da espécie: "Es ist daher schwer zu entscheiden, ob man bei dieser Art von einer in einen Wangenstachel auslaufenden oder von einer nur scharf zugespitzten freien Wange sprechen soll." Outro exemplo, embora não de Illaenidae mas de Styginidae, é dado por Ludvigsen & Chatterton (1980). Estes autores descreveram a ontogenia de *Failleana calva* Chatterton & Ludvigsen,

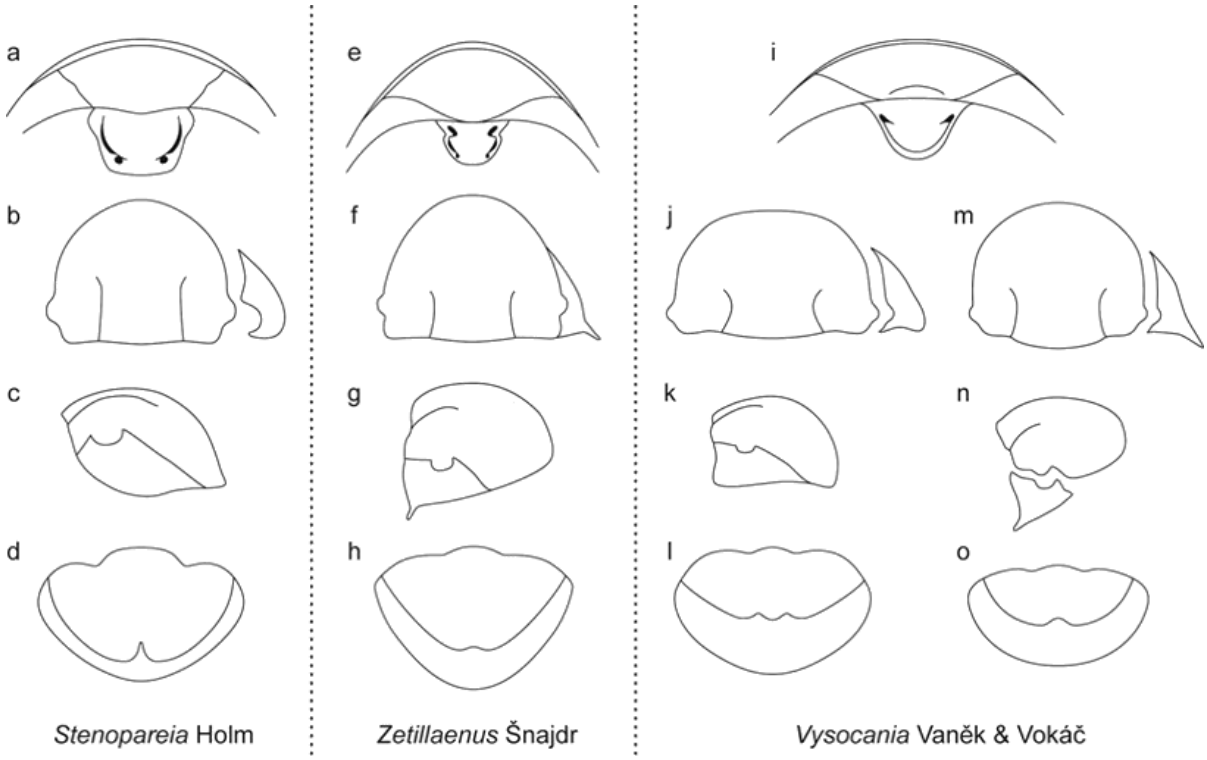


Figura 8.6. Representação esquemática para comparação morfológica de *Stenopareia*, *Zetillaenus* Šnajdr, 1957 e *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997, baseados em *Stenopareia linnarssoni* (Holm, 1882) (a-d; baseado em Bruton & Owen, 1980, 1988), *Zetillaenus wahlenbergianus* (e-h), *Vysocania panderi* (i-l) e *Vysocania iberica* (m-o). a, e, i – vista ventral (placa rostral+hipostoma); b, f, j, m – cefalões em vista dorsal; c, g, k, n, cefalões em vista lateral; d, h, l, o – pigídios em vista dorsal, esfoliados para observação do contorno interno da dobra.

1976, demonstrando que holaspides pequenos apresentam uma longa espinha genal pontiaguda a qual vai progressivamente ficando mais curta até que em holaspides de maiores dimensões o ângulo genal se torna arredondado. Também o trabalho de Chatterton (1980) demonstrou que os illaenídeos podem sofrer modificações morfológicas importantes ao longo do seu desenvolvimento ontogenético, já em fase holaspis.

Um caracter que tem demonstrado utilidade na taxonomia (ao nível genérico e específico) de Illaenidae é o contorno e número de incisões na margem interna da dobra pigidial (e.g. Jaanusson, 1954, 1957; Carlucci *et al.*, 2012). Infelizmente, a maioria do material não nos permite avaliar com segurança este caracter. Os espécimes que parecem apresentar uma única incisão (e.g. *Vysocania moraveci*, Est. 11, Figs. D-E; *Vysocania iberica*, Est. 9, Fig. F e em Hammann, 1976, est. 3, fig. 36) coocorrem com espécimes que permitem observar duas cúspides (e.g. *Vysocania moraveci* em Šnajdr, 1957, est. VII, fig. 3; *Vysocania iberica*, Est. 10, Fig. C). O facto da dobra de *Vysocania* ser mais longa (sag.) medialmente e da ráquis pigidial ser deprimida, facilita a esfoliação da superfície dorsal pigidial na região imediatamente posterior à ráquis. Deste modo, os espécimes que apresentam uma única incisão na esfoliação da superfície dorsal pigidial poderão não estar a indicar o contorno interno da dobra pigidial mas apenas a espelhar a esfoliação mais facilitada dessa área. Por

este motivo, alguns dos espécimes que apresentam uma única incisão, têm apenas 40% do comprimento pigidial exposto, quando espécimes mais esfoliados permitem verificar que a dobra se estende por mais de 50% do comprimento pigidial. É provável assim que todos os espécimes tivessem duas cúspides na margem interna da dobra pigidial, mas que a preservação não o permita observar. Por este motivo, optou-se por não considerar este caracter diagnóstico de nenhuma das espécies.

Vysocania iberica (Hammann, 1976)

(Est. 9, Figs. A-J; Est. 10; Figs. A-K; Est. 11, Figs. A-C)

v *1908 Illaenus* cf. *panderi* Barr. – Delgado, p. 31, 57.
v 1947 *Illaenus wahlenbergianus* Barrande – Thadeu, p. 222, est. II, fig. 4.
*vp 1976 *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* n. sp. – Hammann, pp. 50-53; texto-fig. 5; est. 2, figs. 23-25; est. 3, figs. 26, 27-33, 35-37.
*non*1976 *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* n. sp. – Hammann, est. 3, figs. 28, 34 (=*Cekovia loredensis*?)
1985 *Dysplanus* (*Zetillaenus*) sp. A. – Young, pp. 399-400, est. 48, fig. 15?
v 1985 *Dysplanus (Zetillaenus) ibericus* Hammann, 1976 – Young, p. 401; est. 48, fig. 13.
1987 Dysplanus (Z.) ibericus – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 63.
v *1995 Zetillaenus* sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Zetillaenus* sp. – Romão, quadro 2.4
2011 Zetillaenus wahlengergianus? – Sá *et al.*, p. 31.

Holótipo. Molde interno de cranídio (SMF24860, figurado por Hammann, 1976, est. 3, fig. 26) do Membro Lumaquelas Terminales, Formação Bancos Mixtos, Serra Morena, Espanha.

Material. Treze carapaças (moldes internos: MG91-2/100; CMG0009; CMG0012a; CMG0073; CMP0095; CMP0142; CMP0200; CMP0297-1a; CMP0297-2a; CMP0300-1; CMP0300-2/molde externo: CMG0012b; CMG0036; CMP0295; CMP0297-1b; CMP0297-2b); nove cranídios (moldes internos: MGUTAD15046; MGUTAD15048; MGUTAD15152; MGUTAD15403; MGUTAD15540; MGUTAD15043; MGUTAD15544; CMP0068; CMP0300-3); um pigídio (moldes internos: MGUTAD15393;); uma carapaça meraspis (grau-7: CMP0298), provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Cinco carapaças (moldes internos: MG214-a; MG214-2; MG216; MG216-2; MG2815-1/molde externo: MG214-b); quatro cranídios (moldes internos: MG2805-2; MG2813-8; MG2813-11; MG2813-12); um toracopigidio: (molde interno: MG2815-2); quatro pigídios (moldes internos: MG2815-2; MG2818-1; MG2820-2; MG2820-4); uma carapaça meraspis (grau-8: MG2805), provenientes do Membro Leira Má, *Formação Porto de Santa Anna (Buçaco).*

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1; CRG-FCP-2; Pereiro, PER-FCP-1) e Amêndoa (Aldeia de Eiras, EIR-FCP-C7), Portugal. Formação Porto de Santa Anna (Membro Leira Má), Katiano

inferior, Ka2 (ca. Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e (Louredo, LOR-PSA-1) e Penacova (Galhano, ZUV-PSA-C4), Portugal. Também no Membro Lumaquelas Terminales (localidade-tipo), Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Ka2, Beroniano superior da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Tabela 8.5. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976). Legenda das medições na Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	LC	LCcr	LCg	CP	CPr	LP	LPr	CT	CC/LCcr	LCg/LCcr	CvLP	LRR	CRR	CRC	CRP
Membro Lumaquelas Terminales - Formação Bancos Mixtos, Espanha - Localidade-tipo																
SMF27599	1,6	-	2,15	0,9	-	-	-	-	-	0,74	0,42	-	-	-	-	-
SMF42123	1,4	-	1,8	0,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SMF24873	1,4	-	1,8	0,9	-	-	-	-	-	0,78	0,50	-	-	-	-	-
Membro Queixopêrra - Formação Cabeço do Peão, Mação, Portugal																
CMG0012	0,65	1,8	1,25	0,6	0,7	-	1,4	0,32	1,8	0,52	0,48	0,50	0,23	-	0,36	0,39
CMP0142	0,95	1,9	1,4	0,65	0,95	-	1,5	0,4	2,5	0,68	0,46	0,63	0,27	-	0,38	0,38
CMG0036	1,1	1,75	-	0,55	0,8	-	1,2	0,35	2,55	-	-	0,67	0,29	-	0,43	0,31
CMG0073	0,8	1,3	1	0,5	0,9	-	1,1	0,27	2,3	0,80	0,50	0,82	0,25	-	0,35	0,39
Formação Porto de Santa Anna, Buçaco, Portugal																
MG2815-1	-	2,00	-	0,85	1,05	0,30	1,75	0,45	-	-	-	0,60	0,26	0,29	-	-
MG216	-	2,60	2,10	1,00	1,20	0,50	2,10	0,60	-	-	0,48	0,57	0,29	0,42	-	-
MG214-1	-	1,60	1,30	0,65	0,70	0,30	1,35	0,40	-	-	0,50	0,52	0,30	0,43	-	-
MG214-2	0,85	1,35	-	0,65	0,80	0,20	1,35	0,30	2,10	-	-	0,59	0,22	0,25	0,40	0,38
MG2815-2	-	-	-	-	0,60	0,12	0,90	0,20	-	-	-	0,67	0,22	0,20	-	-
MG216-2	0,85	-	-	-	1,00	-	-	0,30	2,60	-	-	-	-	-	0,33	0,38

Diagnose. (modificado de Hammann, 1976, p. 51) Uma espécie de *Vysocania* com cranídio muito convexo (sag. e tr.), que se diferencia por possuir sulcos dorsais muito pouco curvados, com comprimento (exsag.) correspondente a um terço do comprimento cranidial; índice ocular A/Gn 18-19%; librigena subtriangular com ponta genal fina; pigídio com um contorno subpentagonal a subelíptico, acoraçonada, com margem posterior semicircular; razão CP/LP moderada (cerca de 0,58-0,65); máxima largura pigidial, ao nível do limite posterior da ráquis; sulcos dorsais não definidos, contorno parabólico da ráquis depreende-se pela mudança de convexidade, definindo uma região com convexidade reduzida a aplanada; comprimento relativo da ráquis próximo de 30%, largura relativa da ráquis cerca de 25%.

Descrição. Forma micropígica. Contorno cefálico semicircular. Cefalão um pouco mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do bordo posterior, a qual representa cerca de 160% do comprimento sagital cefálico. Forte convexidade cranidial (sag. e tr.). A glabela tem forma de corpete, representando cerca de 42% da largura cefálica total (medida no seu limite posterior). Em vista lateral a glabela sobressai um pouco da área genal, elevando-se ligeiramente no primeiro quarto, declinando depois e fundindo-se com a zona anterior cefálica, extremamente convexa em perfil. Os limites laterais da glabela estão definidos por sulcos dorsais bem marcados, moderadamente profundos e amplos (tr.), que se acompanham até cerca de 35-40% do comprimento cefálico total (em alguns exemplares parece atingir 50%), existindo um ponto de perda total de definição dos sulcos (não gradual). O seu traçado é convergente até ao limite anterior do lóbulo ocular (ponto γ), divergindo anteriormente com um ângulo um pouco superior ao de convergência. Na maioria dos espécimes esta mudança é subtil, em raros exemplares desenvolve uma curvatura mais pronunciada. A porção divergente é significativamente mais curta que a convergente e a

largura glabelar no limite anterior da glabela é aproximadamente igual à largura medida no bordo anterior. A superfície glabelar é desprovida de quaisquer sulcos glabelares, observando-se num dos exemplares (MG216) o tubérculo medial, situado no plano sagital da glabela, imediatamente anterior ao ténue sulco/anel occipital. No limite posterior glabelar observa-se ampla (sag.) depressão que se interpreta como sulco/anel occipital. Não se observou em nenhum exemplar impressões musculares glabelares, facto que se atribuiu ao estado de preservação. Imediatamente abaxial a este sulco occipital, na fixigenas observam-se dois sulcos do bordo posterior, igualmente amplos (exsag.), de traçado suavemente arqueado (ligeiramente convexo para diante). Padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,80-0,42 (cranídio-glabela). Fixigena de contorno subretangular, com cerca de 20% da largura cefálica. Ramo posterior da sutura facial muito curto e convergente posteriormente. O ramo anterior da sutura facial divergente com um traçado retilíneo curvando suavemente para em sentido adaxial em torno de 50 a 60% do comprimento sagital cranidial. Olhos semilunares, médios, ocupando em média 17% do comprimento sagital cefálico (o estado de preservação dificulta a medição, mas em alguns exemplares os olhos parecem ocupar cerca de 20% do comprimento sagital em vista dorsal), sendo o seu comprimento semelhante à distância exsagital do seu limite posterior ao bordo posterior cefálico (em vista dorsal). Apresentam uma curvatura moderada. Librigena subtriangular, pequena, com reduzida ponta genal direccionada para trás e para fora e em continuidade com o bordo lateral librigenal. O comprimento da ponta genal é aproximadamente 40% do comprimento do lóbulo palpebral. Largura máxima librigenal situa-se ao nível do bordo posterior. Num dos espécimes (MG216), é possível observar o extremo abaxial da dobra libriginal, onde se observam cristas em socalco bem definidas, paralelas ao bordo e com espaçamento constante entre si (pelo menos 15). Nos moldes externos é possível observar que toda a superfície cranidial está ornamentada por um denso e homogéneo picotado que, na região anterior cefálica, se intercala com cristas em socalco subparalelas entre si e ao bordo, raramente preservadas.

Placa rostral e hipostoma não observados nos espécimes em estudo. Um espécime proveniente do localidade-tipo foi revisto e anteriormente descrito por Hammann (1976, p. 52).

O tórax apresenta nove segmentos, constituindo cerca de 30% do comprimento total da carapaça. A sua largura (tr.) é aproximadamente mantida desde o bordo anterior ao posterior, sendo um pouco mais estreita do que a do bordo posterior do cefalão. A ráquis, moderadamente convexa transversalmente (eleva-se acima das pleuras torácicas), ocupa na margem anterior do tórax cerca de 40-45% da sua largura total (largura relativa do primeiro anel torácico e em vista dorsal) e cerca de 25% na margem posterior. A sua largura máxima situa-se ao nível do primeiro segmento, diminuindo de largura posteriormente, sendo que até ao quarto segmento a diminuição é menos marcada, tornando-se mais evidente nos restantes cinco segmentos. No limite posterior do tórax apresenta cerca de 60% da largura torácica anterior. Os sulcos dorsais são profundos (um pouco mais que na glabela), bem definidos, tendo um traçado ligeiramente arqueado nos primeiros quatro segmentos e subretilíneo nos restantes cinco. No contacto entre os anéis torácicos e as pleuras existem apódemas que se apresentam como pequenas cavidades circulares nos moldes internos (processos articulares). As pleuras torácicas aumentam muito subtilmente a sua largura (tr.) em direção anterior,

compensando a diminuição da dos anéis raquidiais, de forma a manter a largura total torácica aproximadamente constante. Anéis torácicos sem sulco articular, subretangulares (mantêm o seu comprimento, exsag., ao longo de toda a sua largura). Nos moldes internos dos segmentos esfoliados quase não se observa depressão transversal (crista ventral *sensu* Whittington, 1997). Pleuras fulcradas, com comprimento (exsag.) mais curto do que os anéis torácicos. O fulcrum está bem marcado e situa-se a cerca de 30% da largura total de pleura no primeiro segmento (em vista dorsal), deslocando-se para cerca de 40% no terceiro segmento e posteriormente desloca-se gradual e lentamente em direção abaxial até ao último segmento, no qual se situa a cerca de 50% da largura pleural. A parte interna da pleura é um pouco mais comprida (exsag.) nos primeiros três segmentos, apresenta contorno subretangular, é horizontal e não tem sulco pleural. Porção externa da pleura com faceta pleural lisa, ampla e muito inclinada para diante (cerca de 70-80º), sendo a parte posterior curta (exsag.) e horizontal, inclinando cerca de 45º (face ao plano transversal do tórax) em direção posterior. Nos moldes externos é possível verificar ornamentação pontilhada, semelhante à do cranídio mas menos marcada e densa. Superfície externa das facetas pleurais ornamentada por linhas transversais (cerca de 20), retilíneas, paralelas entre si e de espaçamento constante. Faceta posterior da porção externa da pleura ornamentada por linhas paralelas ao seu limite anterior e entre si, com um espaçamento constante e inferior ao das linhas da faceta pleural. Não foi possível observar a dobra pleural.

Pigídio de contorno subpentagonal a subelíptico, acoraçonada, com margem posterior semicircular, mais pequeno que o cefalão, mais largo que comprido (razão CP/LP cerca de 58%-65%). Em vista lateral tem um perfil arredondado, não havendo um ponto propriamente definido de mudança entre elevação/declínio. Ráquis subtriangular, lisa, deprimida (exceto em exemplares parcial ou totalmente enrolados, nos quais a ráquis pode estar mais aplanada), com cerca de 25% da largura pigidial no bordo anterior e ocupando entre 25 a 30% do comprimento total pigidial. Não está delimitada por sulcos dorsais definidos, percebendo-se a sua configuração pela mudança de convexidade nesta região. Não se observam anéis raquidiais. Na maioria dos espécimes, em vista lateral, a ráquis pigidial, em continuidade com a do tórax, está deprimida em relação às áreas pleurais, atribuindo ao pigídio uma configuração muito característica do género. Áreas pleurais lisas, com parte anterior pleural ligeiramente mais convexa que o restante pigídio. Os cantos antero-laterais apresentam um ângulo definido de aproximadamente 110º, observável nos moldes externos. Nos moldes internos, os cantos anterolaterais não parecem definidos, tendo o pigídio um contorno grosseiramente em forma de coração. O bordo anterior do pigídio mimetiza o tórax, com o bordo anterior das áreas pleurais a encurvar posteriormente na zona de fulcrum e existindo no canto antero-lateral ornamentação por linhas semelhantes às das facetas pleurais. Estas facetas pigidiais estão também inclinadas para a frente e para baixo, um pouco menos que as facetas pleurais. A superfície externa do pigídio está ornamentada por um picotado semelhante ao cefálico, que ocupa toda a área pigidial, sendo, porém, mais ténue na zona central do pigídio, já posterior à ráquis. Dobra pigidial mais longa (sag.) medialmente, distinguindo-se em espécimes mais esfoliados duas cúspides medianas. Ocupa cerca de 50% do comprimento pigidial, sendo um pouco mais curta (40%) lateralmente. Está ornamentada por cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo pigidial, com um espaçamento similar, mas não fixo, e

uma configuração sinuosa sobretudo na zona sagital. Contam-se pelo menos 15 linhas, com um espaçamento de cerca de 0,25 mm.

Observações. Algumas considerações relativas a *Vysocania iberica* foram anteriormente definidas (ver observações de *Cekovia* e de *Vysocania*). Após a observação do material-tipo, proveniente do Membro Lumaquelas Terminales da Formação Bancos Mixtos, e do material proveniente do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão e da parte inferior da Formaão Porto de Santa Anna, considerou-se que ambos conjuntos de espécimes são conspecíficos, coincidindo nos carcateres diagnósticos da espécie e nos detalhes.

***Vysocania* cf. *iberica* (Hammann, 1976)**
(Est. 17, Figs. E-G)

2015c *Stenopareia (Vysocania)* sp. – Pereira *et al.*, p. 62, figs. 1c-d

Material. Um cranídio (molde interno: MGUTAD15703); um pigídio (molde interno: MGUTAD15704) proveniente da Formação Chão do Amieiral (Moncorvo).

Um pigídio (molde interno: MGUTAD15705a/molde externo: MGUTAD15705b) proveniente da Formação Louredo (Buçaco).

Ocorrência. Formação Louredo, Buçaco (Louredo, LOR-FLO-1) e Formação Chão do Amieiral, Torre de Moncorvo (Mós, TMC-VII) do Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. Os espécimes observados coincidem com a descrição de *Vysocania iberica*. Porém, o facto de o material ser muito escasso e estar muito deformado, e a ausência de librigenas, não permitem efetuar a identificação específica. O único cranídio recolhido (MGUTAD15703) permite a observação do característico sulco occipital e do sulco dorsal pouco curvado, típicos do género e da espécie *V. iberica*. O pigídio proveniente da Formação Chão do Amieiral está esfoliado, expondo a dobra pigidial cuja configuração coincide com a do género. Por fim, o único pigídio recolhido na base da Formação Louredo da região de Buçaco permite a observação da ornamentação pontilhada da superfície dorsal. *Vysocania* aparenta ser extremamente rara na Formação Louredo da região de Buçaco. A jazida da Portela de Louredo (LOR-PSA-1) foi amplamente explorada desde meados do século XIX, existindo abundante material proveniente não só da jazida como de muitas outras jazidas da Formaçã Louredo naquela região, sendo este o primeiro espécime recolhido.

Género *Vysocania* em Espanha. O registo mais antigo do género *Vysocania* em Espanha foi mencionado por Gutiérrez-Marco *in* Portero *et al.* (1988) que indicou a presença de *Dysplanus (Zetillaenus)* sp. no ferrólito da base da Formação "Pizarras Cantera", equivalente lateral da Camada Favaçal de Portugal Central, de idade Berouniano médio. Em Portugal, os registos mais antigos de *Vysocania* ocorrem também na Camada Favaçal no Buçaco, Mação e Moncorvo (Camada Chôsavelha), sendo assim síncrono o registo mais antigo do género na Península Ibérica. De facto, o Berouniano médio marca o primeiro aparecimento de muitas espécies novas de trilobites na Iberoarmórica (Henry, 1980).

As anteriores identificações de *Dysplanus (Zetillaenus)* sp. no Berouniano de Espanha correspondem ao género *Vysocania*. Esta situação foi resultado da equívoca atribuição genérica da espécie *Vysocania iberica* a *Dysplanus (Zetillaenus)* por Hammann (1976). Vários autores listaram e/ou documentaram a presença do género no Berouniano médio espanhol, mas estes espécimes nunca foram alvo de estudo sistemático. Hammann *in* Kolb (1978 est. 1, figs. 11-12) identificou e figurou *Dysplanus (Zetillaenus)*? sp. proveniente dos membros Piedra del Tormo e Huerva da Formação Fombuena do Berouniano médio; Gutiérrez-Marco *in* Hammann *et al.*, 1982 identificou ainda *Dysplanus (Z.)* cf. *ibericus* na Formação Cuarcitas de Colmenarejos da Serra del Tremedal e Gutiérrez Marco & Rábano (*in* Rábano, 1984) identificaram *D. (Z.) ibericus* em Collado de la Plata, numa unidade correlacionável com a Formação Fombuena. Refira-se a este respeito que no decorrer do trabalho agora apresentado foram recolhidos na Formação Fombuena espécimes de *Vysocania* sp. (Est. 17, Figs. H-N).

Dysplanus (Zetillaenus) ibericus Hammann, 1976 [=*Vysocania iberica* neste trabalho] foi estabelecido com base em material do Membro Lumaquelas Terminales da Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior de Espanha. O material-tipo desta espécie, depositado no Senckenberg Museum em Frankfurt e observado no âmbito deste trabalho, é fragmentário e está deformado. A jazida Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), onde os espécimes estão menos deformados que o material da Formação Bancos Mixtos, exemplificou bem a dificuldade de diferenciar restos somáticos isolados de illaenídeos. Considera-se que, entre o material-tipo de *Vysocania iberica* estão representados pelo menos dois taxa: *Vysocania iberica* e *Cekovia loredensis*?. Detalhes morfológicos que permitem diferenciar os escleritos de ambos os taxa, foram discutidos anteriormente (Fig. 8.3).

Como discutido anteriormente, a presença de uma ponta genal em *V. iberica* terá sido um o principal motivo que levou Hammann (1976) a atribuir a nova espécie ao género *Zetillaenus*. À data do trabalho, este caracter era considerado diagnóstico do género *Zetillaenus* e era desconhecida a sua presença em *Stenopareia* s.l. (=*Vysocania*). Mais tarde, Hammann & Leone (1997) deixaram clara a confusão instalada entre estes taxa, chegando inclusive a considerar que a validade de "*Zetillaenus ibericus*" é dúbia, opinião agora rejeitada. Esta sugestão resultou da identificação de ambas as espécies no Ordovícico Superior da Sardenha com base em espécimes morfologicamente indistintos. Hammann & Leone (1997, est. 15) identificaram *Zetillaenus* cf. *ibericus* na Formação Monte Orri do Berouniano superior e *Zetillaenus wahlenbergianus* na formação sobrejacente, Portixeddu, do Kralodvoriano. O material proveniente da Formação Monte Orri é raro e debilmente preservado, não permitindo uma atribuição genérica segura. Por este motivo, não é possível confirmar a presença de *Vysocania* na Sardenha. Também na Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha, Hammann (1992) tinha identificado *Zetillaenus wahlenbergianus.* A presença deste género no Kralodvoriano de Espanha e Sardenha é agora aceite, embora a conspecificidade do material espanhol, sardo e checo necessite revisão.

A preservação de um meraspis de *Vysocania iberica* proveniente da localidade-tipo (Hammann, 1976, est. 2, fig. 24; aqui Est. 9, Fig. E) e dois meraspides adicionais provenientes das formações Cabeço do Peão e Porto de Santa Anna (Est. 10, Fig. H)

corroboram também o caracter congenérico do material ibérico e o material checo de *Vysocania* (=*Stenopareia* dos autores anteriores). Estes meraspides (e.g. Est. 14, Figs. B-E; Est. 15, Figs. A-E) têm uma morfologia pigidial claramente distinta dos meraspides de *Zetillaenus* (comparar Est. 17, Fig. Q; Bruthansová, 2002, Fig. 9a com Est. 10, Fig. H e Hammann, 1976, est. 2, fig. 24) e indiferenciável de *Vysocania* da República Checa, sendo menos parabólicos e mais alargados.

***Vysocania* sp.**
(Est. 17, Figs. H-N)

1978 *Dysplanus (Zetillaenus)*? sp. – Hammann *in* Kolb, est. 1, figs. 11-12

Material. Molde interno e externo de uma carapaça (molde interno: MPZ2016/121a/molde externo: MPZ2016/121b); e dois cranídios (moldes internos: MPZ2016/122a/ MPZ2016/123a/molde externos: MPZ2016/122b; MPZ2016/123b) (pertencentes às coleções do Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza, Espanha) e proveninte da *Formação Fombuena*.

Ocorrência. Formação Fombuena, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Descrição e observações. Os espécimes observados coincidem com a descrição de *Vysocania iberica*. Porém, uma carapaça completa com uma librigena preservada parece apresentar o ângulo genal arredondado. Adicionalmente, outro material coletado na Formação Fombuena também não apresenta ponta genal (Samuel Zamora, 2016, comun. pess.). Por este motivo, os espécimes provenientes da Formação Fombuena foram identificados neste trabalho em nomenclatura aberta. Em termos dimensionais, serão possivelmente os maiores conhecidos para o género (comprimento da carapaça completa alcança 6 cm).

O género *Vysocania* na República Checa. As ocorrências de *Stenopareia* (aqui atribuídas a *Vysocania*) na Formação Libeň foram consideradas como representantes da espécie *V. panderi* por Šnajdr (1957) e Bruthansová (2002). Estes autores consideraram que esta espécie, definida na Formação Zahořany, ocorre nas três formações infrajacentes: Libeň, Letná e Vinice. No entanto, Jiří Vaněk terá, já numa fase avançada da sua carreira, defendido que estes espécimes representavam uma nova espécie, que nomeou como *Stenopareia vespertilio nomen nudum*, como indicam as etiquetas da sua coleção depositada no Česká geologická služba (Serviços Geológicos da República Checa). Este nome nunca foi incluído em nenhum dos Indexes publicados por Vaněk (Vaněk & Valíček, 2001, 2006) mas corresponderá decerto ao novo género e espécie sugeridos por Josef Moravec, *Harrisia rumpalensis nomen nudum,* listada nesses indexes para esta formação, mas nunca definida. Refira-se a este respeito que J. Moravec efetuou e submeteu um trabalho relativo a estes illaenídeos do Ordovícico Superior da República Checa, mas este nunca foi publicado (Petr Budil, comum. pess., 2015). Os espécimes de *Vysocania* provenientes da Formação Libeň observados durante a realização deste trabalho (além do "material-tipo" de *Stenopareia vespertilio nomen nudum* do Česká geologická služba, foram também observadas fotografias do holótipo de *Harrisia rumpalensis*

nomen nudum, depositado no Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech) diferenciam-se das mais recentes ocorrências do género pelas suas dimensões bastante reduzidas e, tal como Mergl & Budil (2010) constataram, por uma razão CP/LP (comprimento/largura pigidial) inferior à de *V. panderi* da Formação Zahořany (0,55-0,65 em relação a 0,82). De todas as formas, a razão CP/LP varia bastante entre espécimes provenientes da mesma formação devido à deformação, uma vez que compara uma medida sagital com uma transversal e não duas medidas na mesma direção. Embora não seja possível saber quais os motivos que levaram Moravec a considerar os espécimes de *Vysocania* da Formação Libeň como representantes não só de uma espécie diferente como também de um género (*Harrisia nomen nudum*), considera-se que não há caracteres que suportem a diferenciação de nível genérico. O material de *Vysocania* proveniente da Formação Libeň está debilmente preservado (litologia granulosa/arenosa, não estão conservadas estruturas ventrais nem são conhecidas librigenas ou detalhes como a configuração das cristas em socalco da dobra pigidial. Todos os caracteres que são possíveis observar coincidem com os diagnósticos de *Vysocania*. No que diz respeito à razão CP/LP e ao contorno pigidial, são efetivamente distintos e justificam a definição de uma nova espécie, ainda que o seu conhecimento seja pouco detalhado. Pela importância de Josef Moravec no conhecimento e identidade deste material, a nova espécie definida neste trabalho é-lhe dedicada – *Vysocania moraveci* n. sp.

Relativamente aos espécimes anteriormente atribuídos à espécie *V. panderi* da Formação Letná, os mesmos apresentam dimensões um pouco superiores aos da Formação Libeň infrajacente. O único ângulo genal observado é claramente pontiagudo, mas sem espinha desenvolvida. Este material foi classificado como uma espécie nova por Moravec, que a atribuiu também ao seu novo género *Harrisia n.n.* e que o nomeou como *Harrisia omega n.n.*. A nível pigidial só foi possível medir um único pigídio com o valor da razão CP/LP de 0,56. Contudo, o seu bom estado de preservação permite observar detalhes, incluindo a configuração das cristas em socalco da dobra pigidial que é coincidente com as de *V. panderi* da Formação Zahořany (material-tipo da espécie). Porém, distingue-se por uma librigena com canto genal pontiagudo e não arredondado. Embora exista alguma dúvida na classificação deste material, é aqui tentativamente atribuído a *V. moraveci* n. sp.

Relativamente aos espécimes de *Vysocania* provenientes da Formação Vinice, foram também considerados uma espécie nova por Moravec, que a nomeou *Vysocania* (?) *vanessa nomem nudum*. Os exemplares observados nas coleções do Národní muzeum v Praze têm dimensões ligeiramente superiores aos provenientes da Formação Libeň. Embora não tenha sido possível certificar este caracter, dois espécimes da Formação Vinice parecem apresentar o canto genal arredondado. O facto de Vaněk & Vokáč (1997) terem atribuído, ainda que com dúvida, os espécimes desta formação ao seu novo género *Vysocania* (o qual tinha como principal caracter diagnóstico a presença de uma pequena ponta genal) poderia sugerir que a espécie possui ponta genal, mas os espécimes observados parecem sinonimizar o material da Formação Vinice com *V. panderi*. A razão CP/LP nestes espécimes varia entre 0,65 e 0,7.

Relativamente aos exemplares de *V. panderi* provenientes da Formação Zahořany, da qual procede o material-tipo desta espécie, reúnem consenso nos trabalhos anteriores. As suas dimensões são as maiores para o género dentro do material proveniente da República Checa.

O pigídio apresenta uma razão CP/LP variável entre 0,68-0,70, embora Mergl & Budil, 2010 refiram um valor de 0,82, o que será devido ao facto de o cálculo ter sido efetuado num/em espécime/s estirados longitudinalmente. O canto genal da grande maioria dos espécimes observados desta formação é arredondado e não pontiagudo como o dos espécimes das formações anteriores. No entanto, também foram observados entre o material da Formação Zahořany espécimes que possivelmente teriam uma pequena ponta genal. Vaněk & Valíček (2001) chegam a ponderar a atribuição da espécie *V. panderi* ao género *Vysocania*, mas cinco anos depois voltaram a considerá-la pertencente ao género *Stenopareia* (Vaněk & Valíček, 2006), facto que se deverá aos resultados do trabalho de revisão de Bruthansová (2002).

Relativamente aos espécimes identificados como *V. panderi* na Formação Bohdalec, Vaněk & Vokáč (1997) consideraram que correspondem na sua totalidade à espécie *V. vaneki*, espécie-tipo do seu novo género *Vysocania*. Esta espécie foi originalmente atribuída ao género *Zbirovia* (Šnajdr, 1958) e Hammann (1992) atribuiu-a com dúvida ao género *Ulugtella*. Vaněk & Vokáč (1997) descreveram a presença de pequenas pontas genais e olhos pequenos (em outros trabalhos prevalecia a dúvida se a espécie seria cega, Šnajdr, 1957; Bruthansová, 2002). O pigídio dos espécimes de *Vysocania* da Formação Bohdalec observados apresentam uma razão CP/LP em torno de 0,65.

Por fim, "*Stenopareia" oblita* da Formação Králův Dvůr foi sinonimizada com *Octillaenus hisingeri* (Barrande, 1846) por Přibyl & Vaněk (1980), Vaněk & Vokáč (1997) e Vaněk & Valíček (2001, 2006). No trabalho de Hammann (1992), onde identifica *S.* cf. *oblita* no Kralodvoriano de Espanha, é diferenciada *O. hisingeri* de *S. oblita* com base no material espanhol e não no material-tipo da espécie *S. oblita*. Neste contexto, não procede a afirmação de Shaw (2000) que considerou que Hammann (1992) deu razões claras do porquê da sinonímia entre ambas as espécies sugerida por Přibyl & Vaněk (1980) não estar correta, uma vez que aquilo que Hammann diferenciou foi o material espanhol e *Octillaenus hisingeri,* não *"S." oblita.* A espessa cutícula identificada por Hammann (1992) no material espanhol de *S.* cf. *oblita* e utilizada como argumento de diferenciação não foi observada no material-tipo (checo) de *S. oblita,* como Shaw (2000) admite. Por outro lado, Shaw (2000) considera não existirem detalhes morfológicos suficientes para admitir se o material espanhol é conspecífico do material checo. É importante referir ainda que Bruthansová (comun. pess. *in* Shaw, 2000) indicou a presença de uma pequena ponta genal em "*S." oblita*, ausente no material espanhol. Assim, *S.* cf. *oblita* documentada por Hammann em Espanha não é conspecífica de *V. oblita.* Diferencia-se, entre outros caracteres, por possuir um canto genal arredondado, pigídio de contorno distinto, configuração da dobra pigidial diferente, ausência de sulco occipital e sulcos posteriores fixigenais. Relativamente à diferenciação de *V. oblita* e *O. hisingeri,* Bruthansová (2002), após concordar com Hammann (1992) e Shaw (2000), considerou que *O. hisingeri* apresenta um pigídio transversalmente mais comprido e um cefalão mais estreito com sulcos dorsais mais curtos. Decerto a autora quereria escrever o oposto (é *V. oblita* quem apresenta um pigídio e cefalão mais curto, sag., e sulcos dorsais mais curtos). Estas são de facto as únicas diferenças morfológicas observadas no decurso deste trabalho entre os espécimes da Formação Králův Dvůr, misturados sob a identificação de ambos taxa e o material-tipo de *O. hisingeri* (comparar Est. 18; Figs. H-K com Est. 14, Figs. F-N), que inclui

espécimes completos. Além disso, a ornamentação de *V. oblita* também parece distinta, caracterizada por um denso picotado, enquanto *O. hisingeri* tem uma aparência mais lisa, com perfurações mais pequenas e mais espaçadas. Porém, mesmo esta diferença ornamental, baseia-se numa identificação do material que pode ser equívoca. Na bibliografia e coleções museológicas é comum a confusão entre ambas, com pigídios de uma espécie atribuídos a outra. A título de exemplo, Bruthansová (2002, fig. 8d) identificou como *O. hisingeri* um cranídio que é conspecífico de outro, identificado como *"Stenopareia oblita"* por Fatka & Mergl (2009). A nível cefálico, o cranídio de *O. hisingeri* é mais parabólico e alongado, sendo que *V. oblita* apresenta um cranídio muito semelhante ao de *V. vaneki*, com a margem anterior subtransversal, muito pouco arredondada e sulcos dorsais menos longos (sag.). Porém, em espécimes deformados, a diferenciação cranidial de ambos os taxa pode ser muito difícil. A situação complica-se quando espécimes atribuídos a diferentes espécies apresentam a mesma ornamentação característica picotada, intercalada na frente cefálica por cristas em socalco. Vários espécimes observados nas coleções depositadas no Národní muzeum v Praze e no Česká geologická služba (material-tipo) e identificados como "*Stenopareia oblita"* são conspecíficos de *O. hisingeri*. Assim, a sinonímia proposta originalmente por Přibyl & Vaněk (1980) entre ambas as espécies é aqui parcialmente corroborada. Aliás, é possível que Přibyl & Vaněk (1980) estejam corretos, já que o holótipo e parte dos parátipos podem ser conspecíficos de *O. hisingeri*. Os referidos autores consideraram que as diferenças na convexidade e definição da ráquis estão relacionadas com a preservação, dado que os espécimes atribuídos a *O. hisingeri* estão preservados em xistos e os atribuídos a *V. oblita* no "paleocarbonato". Přibyl & Vaněk (1980) consideraram a forma da dobra pigidial um dos caracteres mais marcantes, sendo estreita, desenvolvida até à margem externa da ráquis pigidial, com uma cúspide (Šnajdr, 1957, texto-fig. 6A). Mas existem também espécimes na Formação Králův Dvůr que se consideram aqui suficientemente distintos e atribuíveis ao género *Vysocania*. É assim possível que nesta formação estejam representados ambos os géneros (*Octillaenus* e *Vysocania*), mas que a dificuldade em distinguir espécimes desarticulados tenha levado à identificação errónea de muito deste material e dificultado a diferenciação de ambos. A melhor documentação existente da espécie foi efetuada por Shaw (2000) que considerou a espécie restrita ao topo da Formação Králův Dvůr, na Camada Perník (usualmente designada "paleocarbonato"), onde supostamente não coocorre com *O. hisingeri* (espécie restrita à parte média da formação), tendo figurado vários espécimes (op. cit., est. 1, figs. 9-13, 15). O contorno cranidial alargado de *V. oblita*, com margem anterior subretilínea, é semelhante ao de *V. vaneki* e de *V. marocana* n. sp., indicando uma tendência morfológica evolutiva do género. *V. oblita* e *V. marocana* n. sp. têm ainda em comum o facto de o tórax estar apenas composto por oito segmentos torácicos, em vez de nove.

Por último, é importante referir que *Octillaenus* poderá ser um pedomorfo de *Vysocania*, o qual poderia justificar a confusão entre ambas e o facto de, neste trabalho, se considerarem ambos géneros representados na Formação Králův Dvůr. Nesse caso, a preservação poderia ser efetivamente a responsável por algumas diferenças mencionadas (presença/ausência de sulco occipital, o qual estaria ausente em espécimes com a superfície dorsal permineralizada, não esfoliada) e Přibyl & Vaněk (1980) estariam inteiramente corretos. Mais considerações

relativas à origem de *Octillaenus* serão efetuadas abaixo na secção "O género Vysocania: evolução, biostratigrafia e paleobiogeografia".

***Vysocania moraveci* n. sp.**
(Est. 11, Figs. D-P)

vp1957 *Stenopareia panderi* – Šnajdr, pp. 160-166., est. VII, fig. 3
v*2001 Harrisia rumpalensis* Moravec (MS) – Vaněk & Valíček, p. 33
2001 Harrisia rumpalensis – Moravec, p. 56
vp*2002 Stenopareia panderi* – Bruthansová, pp. 178-180
v2006 Harrisia rumpalensis Moravec (MS) - Vaněk & Valíček, p. 28
2010 *Stenopareia panderi* – Mergl & Budil, figs. 1I-J

Etimologia. Espécie dedicada a Josef Moravec (Nepomuk, República Checa), paleontólogo amador dedicado às trilobites do Ordovícico da República Checa, cujo trabalho de investigação permitiu reconhecer pioneiramente a identidade dos espécimes de *Vysocania* da Formação Libeň, aqui definidos.

Holótipo. Molde interno de pigídio (CJS-JV10511, Est. 11, Fig. D, E; Česká geologická služba) da Formação Formação Libeň, Zbiroh da República Checa.

Paratipos. Duas carapaças incompletas (moldes internos: CJS-JV10497, CJS-JV10505); sete cranídios (moldes internos: CJS-JV10397-2; CJS-JV10400-2; CJS-JV10507, CJS-JV10510; CJS-JV10511; CJS-JV10512; CJS-JV10513-1); catorze pigídios (moldes internos: CJS-JV10395; CJS-JV10397-1; CJS-JV10400-1; CJS-JV10504; CJS-JV10506, CJS-JV10507; CJS-JV10509; CJS-JV10513-2; CJS-JV10514, CJS-JV10515; CJS-JV10516, CJS- JV10517; CJS-JV10518; CJS-JV10519).

Outro material. Um cranídio (moldes internos: CJS-MS1746); quatro pigídios (moldes internos: CJS-MS1750, CJS-MS1751, CJS-MS10658, CJS-MBHR6166) provenientes da Formação Libeň.

Uma carapaça incompleta (molde interno: NMP 23937-3); três cranídios (moldes internos: NMP 23937-1; NMP 23937-2; CJS-JV 1502), provenientes da Formação Letná.

Ocorrência. Formação Libeň e Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Uma espécie do género *Vysocania* com exosqueleto pequeno (1-1,5 cm de comprimento sagital), que se diferencia por sulcos dorsais moderadamente encurvados, com comprimento (exsag.) correspondente a um pouco menos do que 50% do comprimento cranidial; librigena subtriangular com canto genal em vértice; pigídio com um contorno sublosangular, com margem posterior ligeiramente ogival a subsemicircular; razão CP/LP baixa (0,55-0,65); máxima largura pigidial, ao nível do limite posterior da ráquis; ráquis parabólico, com uma convexidade muito reduzida mas distinta, definida por sulcos dorsais muito superficiais marcados posteriormente; comprimento relativo da ráquis próximo de 50%,

largura relativa da ráquis cerca de 27%. Dobra pigidial ocupa cerca de 50% do comprimento sagital pigidial.

Observações. A descrição geral aproxima-se amplamente da descrição de outras espécies do género (ver descrição de *V. iberica*), sendo que são aqui acrescentados os detalhes morfológicos da espécie. Para descrições gerais do material checo de *Vysocania* ver Šnajdr (1957, pp. 160-166).

Como já mencionado, o material anteriormente atribuído a *V. panderi* proveniente das formações Libeň e Letná do Berouniano inferior da República Checa é aqui distinguido numa nova espécie – *Vysocania moraveci*. O material-tipo provém da Formação Libeň, considerando-se conspecíficos os espécimes da Formação Letná embora o material existente proveniente desta formação seja escasso.

Vysocania moraveci n. sp. distingue-se de *V. panderi*, espécie que lhe sucede estratigraficamente na República Checa, essencialmentepor apresentar librigenas com canto genal pontiagudo (em *V. panderi* é arredondado) e por um pigídio com contorno mais losangular, com a margem suavemente ogival (em *V. panderi* é arredondada), razão CP/LP inferior (0,55-0,65 em vez de 0,65-0,70) e comprimento relativo da ráquis superior (50% face a 35-40%). Adicionalmente, *V. moraveci* n. sp. tem dimensões muito inferiores a *V. panderi*. De *V. vaneki* da Formação Bohdalec, diferencia-se por uma librigena sem ponta genal, ramos anteriores da sutura facial menos retilíneos e margem posterior pigidial suavemente ogival.

***Vysocania panderi* (Barrande, 1852)**

(Est. 11, Fig. O; Est. 12, Figs. A-J; Est. 13, Figs. A-L)

vp*1957 *Illaenus panderi* – Barrande, pp. 682, est. 30, figs. 4-9; est. 35, figs. 21-25
vp1957 *Stenopareia panderi* – Šnajdr, pp. 160-166, texto-figs. 3, 7; est. VII, figs. 4-7
2001 Vysocania (?) *vanessa* Moravec (MS) – Vaněk & Valíček, p. 34
vp2002 *Stenopareia panderi* – Bruthansová, pp. 178-180, figs. 11a-c

Para lista de sinonímia completa ver Šnajdr (1957, p. 160) e Bruthansová (2002, p. 178, com exceção de V. vaneki *em Vaněk & Vokáč, 1997*)

Lectótipo. Molde interno de carapaça completa (NM L15607, figurado por Barrande, 1852, est. 35, fig. 21 e Bruthansová, 2002, fig. 11a) da Formação Zahořany de Zahořany, República Checa.

Material. Três carapaças (moldes internos: NMP 35050-6; NMP 35050-7; NMP 35050-8), originárias da Formação Vinice.

Nove carapaças (moldes internos: NHM42609-1; NHM42609-2; NMP L15610; NMP CD1112; NMP 6465; NMP 35050-2; NMP 35050-4; NMP 35050-5; CJS-JV1682); seis cefalões (moldes internos: NHM42458-3; NMP 35050-3; CJS-JV2288; CJS-JV2289; CJS-JV2735; CJS-JV10384); um cranídio (moldes internos: NMP 35050-1); um cefalotórax (molde interno: CJS-JV2737-2); quatro pigídios (moldes internos: NHM42458-4; CJS-

JV2737-1; CJS-JV10405; CJS-JV10428); uma carapaça enrolada (NMH42458-1); dois conjuntos placa rostral+hipostoma (molde interno: NMP L15605; CJS-MS21); duas placas rostrais (moldes internos: NMP L15605; CJS-JV10407), provenientes da Formação Zahořany.

Diagnose. (modificado de Šnajdr, 1957, p. 161) Uma espécie de *Vysocania* com exosqueleto grande (2-3 cm de comprimento sagital), que se diferencia por sulcos dorsais com curvatura pronunciada, com comprimento (exsag.) correspondente a um terço do comprimento cranidial; librigena subtriangular com canto genal arredondado; pigídio com um contorno subelíptico acoraçonada, com margem posterior subsemicircular; razão CP/LP elevada (0,65-0,70); máxima largura pigidial, ao nível do limite posterior da ráquis; sulcos dorsais não definidos, contorno parabólico da ráquis depreende-se pela mudança de convexidade, definindo uma região aplanada e ligeiramente côncava; comprimento relativo da ráquis próximo de 35-40%, largura relativa da ráquis cerca de 25%. Dobra pigidial ocupa cerca de 55-60% do comprimento sagital pigidial.

Ocorrência. Formações Vinice e Zahořany, Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Observações. *V. panderi* foi detalhadamente descrita por Šnajdr (1957, pp. 160-166), descrição esta repetida por Bruthansová (2002, pp. 178-179), pelo que se entende inecessária a descrição neste trabalho. A diagnose dada por Bruthansová (2002, p. 178) incluia quase todos os representantes da Família Illaenidae. Como mencionado, foram anteriormente incluídos em *V. panderi* os espécimes do género provenientes das formações desde Libeň até Bohdalec. Neste trabalho, considera-se que o material-tipo, proveniente da Formação Zahořany, é apenas conspecífico do material proveniente da Formação Vinice.

V. panderi diferencia-se das restantes espécies por um bordo anterior cefálico subsemicircular (*V. vaneki* e *V. marocana* n. sp. apresentam um contorno mais retilíneo), librigenas com canto genal arredondado (as restantes espécies definidas apresentam ponta genal ou ângulo pontiagudo) e pigídio com uma razão CP/LP elevada (*V. moraveci* n. sp., *V. vaneki*, *V. oblita* e *V. marocana* n. sp. apresentam pigídios relativamente mais curtos). Não foi possível verificar o número de cúspides da dobra pigidial.

***Vysocania vaneki* (Šnajdr, 1958)**

(Est. 13, Figs. M-O; Est. 14, Figs. A-E)

*1958 *Zbirovia vaneki* n. sp. – Šnajdr, p. 207-211, texto-figs. 1-2; est. 1, figs. 1-9; est. 2, figs. 10-20
1966 *Stenopareia vaneki* – Havlíček & Vaněk, est. 12, fig. 10
1992 Ulugtella vaneki – Hammann, p. 76
1997 *Vysocania vaneki* – Vaněk & Vokáč, p. 28, est. 2, figs. 12-21
2001 Vysocania vaneki – Vaněk & Valíček, p. 33
p*2002 Stenopareia panderi* – Bruthansová, pp. 178-181
2002 *Stenopareia vaneki* – Bruthansová, pp. 180-181, figs. 12f-i

Lectótipo. Molde interno de pigídio (NM L17619, figurado por Šnajdr, 1958, est. 2, fig. 16 e Bruthansová, 2002, fig. 12i) da Formação Bohdalec de Hloubětín, República Checa.

Material. Dois cranídios (moldes internos: CGS-JV10392, CGS-MS3) e três pigídios (moldes internos: CGS-JV10403; CGS-JV46; CGS-JV1431) provenientes dos materiais da Formação Bohdalec.

Diagnose. (modificado de Bruthansová, 2002, p. 181) Uma espécie de *Vysocania* que se diferencia pelo contorno cranidial subquadrangular, com margem anterior muito pouco arredondada, glabela relativamente estreita (representa um pouco menos que a largura fixigenal, correspondendo a cerca de 28-30% da largura cranidial); sulcos dorsais com curvatura pronunciada; ramos anteriores da sutura facial subretilíneos, librigena subtriangular com pequena ponta genal; pigídio com um contorno subpentagonal; razão CP/LP moderada (0,65); máxima largura pigidial ao nível do limite posterior da ráquis; sulcos dorsais não definidos, contorno parabólico da ráquis depreende-se pela mudança de convexidade, definindo uma região aplanada; comprimento relativo da ráquis próximo de 40-42%, largura relativa da ráquis cerca de 28-30%. Dobra pigidial ocupa cerca de 50% do comprimento sagital pigidial.

Ocorrência. Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Observações. *V. vaneki* foi anteriormente descrita por Šnajdr (1958, pp. 208-210) e por Vaněk & Vokáč (1997, p. 28), pelo que pelo que se remete a descrição deste taxon para esses trabalhos.

***Vysocania oblita* (Barrande, 1872)**

(Est. 14, Figs. F-M; Est. 15, Figs. A-E)

vp*1872 *Illaenus oblitus* – Barrande, pp. 73, est. 15, figs. 44, 45
vp1957 *Stenopareia oblita* – Šnajdr, p. 166-169, est. 7, figs. 8, 10
p2000 *Stenopareia oblita* – Shaw, pp. 376-377, est. 1, figs. 11-13, 15
p2002 *Stenopareia oblita* – Bruthansová, p. 180, figs. 12c-e
?p2002 *Octillaenus hisingeri* – Bruthansová, pp. 175-176, fig. 8d
?2009 *Stenopareia oblita* – Fatka *et al.*, fig. 12c

Holótipo. Molde interno de cranídio (NM L16974, figurado por Barrande, 1872, est. 15, figs. 44-45; por Shaw, 2000, est. 1, fig. 12 e Bruthansová, 2002, fig. 12e) da Formação Formação Králův Dvůr de Kosov, República Checa.

Material. Dois cranídios (moldes internos: NMP 8-200; NMP 6-00-1) e três pigídios (molde interno: NMP 6-00-2/moldes externos: JV2739-1; CGS2739-2) provenientes da Formação Králův Dvůr.

Diagnose. (modificado de Šnajdr, 1957, p. 166) Uma espécie de *Vysocania* que se diferencia por possuir um contorno cranidial subretangular, com comprimento relativamente curto

(corresponde a cerca de 72% da largura cranidial ao nível dos lóbulos palpebrais), com margem anterior subtransversal, glabela um pouco mais larga que a fixigena (representa cerca de 40% da largura cranidial); sulcos dorsais com curvatura subtil, definidos até cerca de dois terços do comprimento cefálico sagital; librigena subtriangular com pequena ponta genal?; oito segmentos torácicos; pigídio com um contorno subeliptico; razão CP/LP baixa a moderada (0,60); sulcos dorsais não definidos, contorno parabólico da ráquis depreende-se pela mudança de convexidade, definindo uma região aplanada; comprimento relativo da ráquis próximo de 50%, largura relativa da ráquis cerca de 26%.

Ocorrência. Camada Perník, Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Observações. *V. oblita* foi anteriormente descrita por Šnajdr (1957, pp. 166-168) e por Shaw (2000, p. 376), pelo que se remete a a sua descrição para esses trabalhos. Considerações adicionais sobre esta espécie foram já efetuadas anteriormente neste trabalho.

V. oblita distingue-se das restantes espécies do género por um cranídio mais curto (sag.), sulcos dorsais com curvatura menos pronunciada e relativamente mais longos (ocupam entre 50 a 60% do comprimento cranidial) e por apresentar apenas oito segmentos torácicos (o mesmo sucede com *V. marocana* n. sp. etodas as restantes espécies do género possuem nove segmentos torácicos). Distingue-se de *V. marocana*, espécie morfologicamente mais próxima, pela curvatura menos pronunciada dos sulcos dorsais cefálicos (inflexão na espécie marroquina é mais forte) e por um pigídio com razão CP/LP um pouco superior.

O género *Vysocania* em Marrocos. São muitas as menções à ocorrência de illaenídeos no Ordovícico Médio e Superior de Marrocos (e.g. Termier & Terminer, 1950; Destombes *et al.*, 1985; Horný, 1997; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2003; Rábano *et al.*, 2014; David Bruton, 2016, pers. commun.). Porém, e salvo raras exceções (Rábano *et al.*, 2014), todos estes illaenídeos carecem de estudo em absoluto (nunca foram descritos, figurados e/ou identificados). Rábano *et al.* (2014, pp. 365-366) forneceram uma completa síntese das referências a Illaenidae do Ordovícico de Marrocos, para onde se remete a leitura.

No âmbito deste trabalho, apenas foi possível recolher e estudar material marroquino de *Vysocania* proveniente da Camada Ouzregui do topo da Formação Ktaoua Superior de Bou Ingarf, Zagora, o qual é aqui descrito e formalizado. Porém, o género poderá estar presente em unidades subjacentes, existindo abundante material recolhido por Jacques Destombes que permitirá documentar e caracterizar os illaenídeos marroquinos. Um exemplo é a referência à ocorrência de *Stenopareia* sp. no topo da Formação Ktaoua inferior por Álvaro *et al.* (2007). O estudo deste material poderá ser essencial para uma melhor compreensão da linhagem que originou *Vysocania* e da evolução do género durante o Ordovícico Superior.

Vysocania marocana n. sp.

(Est. 15, Figs. F-J; Est. 16, Figs. A-P; Est. 17, Figs. A-D)

?1950 *Illaenus zeidleri* Barrande – Termier & Termier, pl. CLXXXV, fig. 8

1985 Stenopareia sp. – Destombes *et al.*, p. 202

2010 Stenopareia aff. *oblita* – Loi *et al.*, p. 350
2011 Stenopareia aff. *oblita* – Legrand *in* Gutiérrez-Marco *et al.*, p. 291
2014 Octillaenus sp. – Rábano *et al.*, p. 366

Etimologia. Diz respeito a Marrocos (Maroc em francês, língua oficial), país de onde provém o material-tipo.

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de carapaça **(**IGMEX6898Xa; IGMEX6898Xb, depositado no Instituto Geologico y Minero de España, Espanha) proveniente da Camada Ouzregui, topo da Formação Ktaoua Superior de Bou Ingarf, Zagora, Marrocos.

Paratipos. Quatro carapaças (moldes internos: IGME6897X-1; MGUTAD15701; MGUTAD15702-1; MGUTAD15702-2); vinte e seis cranídios (moldes internos: IGME6893X-1; IGME6893X-2; IGME6893X-3; IGME6893X-4; IGMEX6896X-1a; IGMEX6896X-4; IGMEX6896X-5; IGMEX6896X-6; IGME6897X-2; IGMEX6899X-1; IGMEX6899X-2; IGME6900X-2; IGME6901a; IGMEX6902X-1a; IGME6903X; IGME6904X-2; IGME6905X; IGME6906X; IGME6907X; IGME6908X; IGME6909; IGMEX6914X-1; IGME6915X; MGUTAD15602; MGUTAD15700; MGUTAD15702-3/moldes externos: IGMEX6896X-1b; IGME6901b; IGMEX6902X-1b); uma librigena (molde interno: IGME6904X-1); seis pigídios (moldes internos: IGMEX6896X-2a; IGMEX6896X-3; IGME6900X-1a; IGME6910X; IGME6911X; IGMEX6914X-2/moldes externos: IGMEX6896X-2b; IGME6900X-1b); três toracopigídios (moldes internos: IGME6893X-5; MGUTAD15702-4/moldes externos: IGME6893X-6;); duas carapaças enroladas (moldes internos: IGMEX6902X-2; IGME6912X).

Tabela 8.6. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Vysocania marocana* n. sp da Formação Ktaoua Superior, Marrocos. Legenda das medições na Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	LCcr	LCg	CP	CPr	LP	LPr	CT	PLC			CC/LCcr	LCg/LCcr	CvLP	LRR	CRR	CRC	CRP
IGME6896-1	1,10	0,80	0,15	0,15	1,40	0,65	-	-	-	-	-	0,73	0,14	0,14	0,79	0,46	-	-	-	-	-
IGME6896-2	-	-	-	-	-	-	0,90	0,45	1,45	0,40	-	-	-	-	-	-	0,62	0,28	0,50	-	-
IGME6903	1,20	0,80	0,20	0,20	1,65	0,75	-	-	-	-	-	0,67	0,17	0,17	0,73	0,45	-	-	-	-	-
IGME6898	0,80	0,50	0,15	0,15	1,05	0,50	0,65	0,35	1,15	0,30	1,80	0,63	0,19	0,19	0,76	0,48	0,57	0,26	0,54	0,44	0,36
IGME6907	1,05	0,65	0,20	0,20	1,40	0,60	-	-	-	-	-	0,62	0,19	0,19	0,75	0,43	-	-	-	-	-

Ocorrência. Camada Ouzregui, topo da Formação Ktaoua Superior, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Zagora, Marrocos.

Diagnose. Uma espécie de *Vysocania* que se diferencia por apresentar um cranídio relativamente curto (corresponde a cerca de 80% da largura cranidial ao nível dos lóbulos palpebrais), com margem anterior pouco arredondada; em vista lateral o cranídio é muito convexo anteriormente; glabela representa 45% da largura cranidial medida no bordo posterior; sulcos dorsais com curvatura moderada, definidos até cerca de metade do comprimento cefálico sagital; librigena trapezoidal com pequena ponta genal; oito segmentos torácicos; pigídio com um contorno subsemicircular; razão CP/LP baixa (0,58); sulcos dorsais não definidos, contorno da ráquis depreende-se pelas áreas musculares raramente preservadas,

tendo lados quase paralelos, ocupando cerca de 50% do comprimento pigidial; largura relativa da ráquis na margem anterior cerca de 25%; dobra pigidial relativamente curta (ocupa um terço do comprimento sagital) e com comprimento constante (sag. e exsag.).

Descrição. Cefalão de contorno subsemicircular, com margem anterior pouco arqueada, muito convexo (sag. e tr.). Em vista lateral eleva-se muito ligeiramente até cerca de metade do comprimento cranidial, decaindo rapidamente em sentido anterior para uma curvatura tão acentuada que a superfície cefálica se torna subvertical em relação ao plano horizontal do exosqueleto e mesmo oblíqua invertida já no limite anterior cefálico. Cranídio subquadrangular, um pouco mais largo que comprido (comprimento corresponde a cerca de 77% da largura cranidial). Sulcos dorsais moderadamente curvados, ocupando cerca de um terço ou um pouco mais do comprimento cefálico, com porção posterior convergente um pouco mais longa que a porção divergente; ponto de curvatura dos sulcos dorsais situado em linha transversal com o limite anterior dos lóbulos palpebrais. Glabela muito pouco convexa (tr.), ligeiramente elevada em relação às áreas genais em vista lateral, longitudinalmente sem expressão em vista lateral, ocupando na margem posterior 45% da largura cranidial. Sulco occipital amplo (sag.), pouco profundo, suavemente arqueado para diante. Fixigenas amplas (tr.), um pouco mais estreitas que a glabela na região de estrangulamento (ponto de inflexão dos sulcos dorsais); sulco posterior fixigenal com amplitude (exsag.) e profundidade semelhantes às do sulco occipital. Ramo posterior da sutura fácil muito curto, iniciando-se exsagital para convergir junto ao bordo posterior; ramo anterior da sutura facial divergente na sua metade posterior, curvando suavemente para convergir em sentido anterior, adquirindo o cranidio um contorno muito arredondado nas suas regiões anterolaterais. Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,66-0,17-0,17 (porção anterior-lóbulos oculares-porção posterior). Lóbulos palpebrais de tamanho médio (comprimento ocular corresponde a cerca de 17% do comprimento sagital cefálico), semicirculares; superfície visual composa por centenas de lentes holocroais (as lentes em posição mais dorsal parecem um pouco maiores que as situadas em posição mais ventral). Librigenas subtrapezoidais, com largura (tr.) máxima ao nível do bordo posterior. O canto genal prolonga-se numa pequena ponta genal afunilada, com cerca de metade do comprimento do lóbulo palpebral, a qual está em linha com o bordo lateral librigenal e forma um ângulo de cerca de 135º com o bordo posterior librigenal. Toda a superfície cefálica está ornamentada por um picotado bem marcado, moderadamente denso (o espaçamento entre cavidades é maior na região glabelar, tornando-se mais denso abaxial e anteriormente) e na região anterior cranidial o picotado intercala-se com cristas em socalco, suavemente sinuosas, por vezes discontínuas, subparalelas entre si e ao bordo anterior (cerca de 15 cristas). Dobra librigenal estreita, ornamentada por cerca de oito cristas em socalco bem definidas, contínuas e retiníleas, paralelas entre si e ao bordo da dobra. Placa rostral e hipostoma desconhecidos.

Tórax composto por oito segmentos. A configuração do tórax coincide com a de *Vysocania iberica*. A superfície dorsal do tórax não apresenta o mesmo picotado cefálico e pigidial. Não fica claro se está ornamentado por um picotado muito mais fino ou se é liso.

Pigidio de contorno subsemicircular; razão CP/LP baixa (0,58). Regiões anterolaterais definindo um vértice arredondado, anteriormente às quais há uma faceta pleural inclinada para diante. Ráquis ocupa na margem anterior cerca de 25-27% da largura máxima pigidial, a qual se situa um pouco mais posteriormente. Sulcos dorsais não definidos, contorno da ráquis depreende-se pelas áreas musculares raramente preservadas e pela ausência de convexidade (definindo uma região aplanada), tendo lados quase paralelos, ocupando cerca de 50% do comprimento pigidial. Margem posterior arredondada. Dobra pigidial relativamente curta (ocupa um terço do comprimento sagital) e com comprimento constante (sag. e exsag.). Está ornamentada por cristas em socalco contínuas, paralelas entre si e ao bordo, muito pouco sinuosas, com espaçamento regular e curvando abaxialmente nos cantos anterolaterais. Contabilizam-se cerca de 15 cristas. Margem interna da dobra pigidial parece ser também subparalela às cristas e ao bordo posterior pigidial. Toda a superfície dorsal do pigídio está ornamentada por um picotado semelhante ao do cranídio, significativamente menos denso na região raquidial do que nas áreas pleurais, sendo que na região periférica e faceta pleural se observam cristas sinuosas, discontinuas, oblíquas, que se intercalam por as perfurações.

Observações. De entre as espécies definidas para o género *Vysocania*, *V. marocana* n. sp. é morfologicamente mais próxima de *V. oblita* da Formação Králův Dvůr do Katiano superior da República Checa. Ambas as espécies ocorrem em níveis contemporâneos (topo do Katiano superior; topo do Kralodvoriano da escala regional mediterrânica). Como discutido anteriormente, *V. oblita* é pouco conhecida, sobretudo pela coocorrência de *Zetillaenus wahlenbergianus* e *Octillaenus hisingeri* na mesma formação e identificações erróneas do material pertencente a estes três taxa. *V. marocana* e *V. oblita* apresentam ambas pigídios curtos (sag.), dobras mais curtas que metade do comprimento pigidial (sag.). *V. marocana* distingue-se por apresentar sulcos dorsais com uma curvatura mais marcada, relativamente mais curtos (em relação ao comprimento sagital cefálico) e pigídio mais semicircular (*V. oblita* tem um pigídio mais subelíptico, com ponto de largura máxima pigidial localizado mais posteriormente). A ornamentação de ambas as espécies coincide e é semelhante à presente em outras espécies do género (e.g. *V. panderi* e *V. iberica*, Est. 10, Fig. E; Est. 14, Fig. F; Est. 15, Fig. I), mas um pouco mais marcada. É também muito semelhante à ornamentação de espécimes anteriormente atribuídos a *O. hisingeri* (e.g. Bruthansová, 2002, fig. 8d).

Shaw (2000, p. 376) refere que *V. oblita* da República Checa tem a dobra pigidial longa (sag.) e provavelmente sem cúspides. Porém, o facto de certamente existir entre os espécimes estudados por Shaw material que não pertence a *V. oblita*, poderá ter contribuído para a deturpação dessa informação. Outros espécimes atribuídos a *V. oblita* apresentam uma cúspide medial, enquanto Přibyl & Vaněk (1980) consideraram que todo o material anteriormente atribuído a *Octillaenus hisingeri* e a *V. oblita* apresenta dobra pigidial com cúspide medial. Porém, à semelhança da interpretação de Shaw, o pigídio figurado por Šnajdr (1957, est. VII, fig. 10) e atribuído a *V. oblita* mostra uma dobra pigidial com comprimento aproximadamente constante (sag. e exsag.). De todas as formas, *V. marocana* n. sp. distingue-se por apresentar uma dobra particularmente curta para o género (um terço do comprimento sagital), com contorno interno semicircular e subparalelo ao bordo pigidial e ornamentado por cristas em socalco muito regulares, contínuas, com um espaçamento aproximadamente

constante (noutras espécies do género as cristas são mais sinuosas, o espaçamento varia transversal e longitudinalmente e na região medial sofrem inflexão, deixando de ser subparalelas ao bordo pigidial).

Para comparação com *O. hisingeri*, espécie com ornamentação semelhante e único illaenídeo da mesma idade e subdomínio a apresentar oito segmentos torácicos, foram procurados espécimes de *V. marocana* n. sp. que preservem tórax completo, com extremos abaxiais dos segmentos torácicos perfeitamente preservados, para investigar se o primeiro segmento pleural, à semelhança de *O. hisingeri*, é macropleural. Porém, não foi possível certificar este caracter. Entre o material estudado, os extremos adaxiais dos primeiros segmentos estão sempre fraturados, não parecendo existir evidências de um segmento macropleural. Porém, um espécime observado numa página da Internet (https://www.worthpoint.com/worthopedia/rare-illaenid-cf-octillaenus-from-ashgill-of), proveniente de Marrocos e claramente conspecífico de *V. marocana* n. sp., parece apresentar o primeiro segmento mais largo (tr.) que os restantes. Até que este caracter possa ser confirmado, considera-se que *V. marocana* não apresenta primeiro segmento macropleural e que a sua atribuição genérica mais correta atualmente é *Vysocania*. A presença de oito segmentos torácicos (menos um que o característico do género) e de uma dobra mais curta e com margem interna sem cúspides (o género apresenta normalmente duas cúspides e uma dobra mais longa, sobretudo medialmente) são interpretados como resultado de *Vysocania marocana* ser uma forma pedomórfica. O estudo de meraspides de *V. vaneki* permitiu verificar que em estádios juvenis a dobra pigidial de *Vysocania* é mais curta e com margem interna sem cúspides, sendo extremamente semelhante à observada em holaspides de *V. marocana*. Nesta fase do conhecimento não se considera necessária a divisão a nível genérico das formas pedomórficas de *Vysocania* (*V. marocana* e ?*V. oblita*), uma vez que as diferenças existentes (número de segmentos torácicos e configuração da dobra pigidial) são apenas resultado de processos de pedomorfismo. Porém, futuramente, uma análise filogenética que inclua estas formas e antecessores poderá determinar a separação a nível genérico destes pedomorfos. Tal separação nesta fase, não sustentada por uma detalhada análise do significado filogenético de cada caracter e monofilia de taxa existentes, poderia gerar uma situação de parafilia que introduziria ruído desnecessário nesta discussão já de si complexa.

O género *Vysocania*: evolução, biostratigrafia e paleobiogeografia. *Vysocania* é, no *sensu* deste trabalho, considerado um género endémico do Domínio Europeu peri-Gondwânico (em termos paleobiogeográficos do grupo Trilobita, Domínio Dalmanitidíneo *sensu* Adrain *et al*., 2004), documentado em Portugal, Espanha, República Checa e Marrocos. Os registos de "*Zetillaenus cf. ibericus" (=Vysocania iberica*) publicados por Hammann & Leone (1997) no Katiano da Sardenha não permitem confirmar a presença do género naquela região. Também a identificação de *Stenopareia* aff. *panderi* na Fm. Sart-Bernard do Ordovicico da Belgica (Owens & Servais, 2007; fig. 6e) não permite confirmar a presença de *Vysocania* neste país. O género estará certamente presente no Ordovícico Superior de França, mas os illaenídeos franceses desta idade carecem de estudo e estão muito debilmente documentados. O registo mais antigo de *Vysocania* data do Berouniano inferior (Sandbiano da escala global), na Formação Libeň da República Checa, representado pela espécie *V. moraveci* n. sp., também

presente na formação sobrejacente Letná. No que respeita às litologias do Berouniano inferior o género foi apenas documentado neste país. Porém, é possível que entre o material desconhecido de Illaenidae das formações Izzeguirene e Ktaoua Inferior de Marrocos, o género esteja representado. Na Iberoarmórica, as associações de trilobites desta idade são pouco diversas, dominadas pelo dalmanitídeo *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Crozonaspis chauveli* e *Colpocoryphe grandis*. Na Península Ibérica, *Vysocania* surge no Berouniano médio, no nível de ferro oolítico (em Portugal, camadas Favaçal e Chôsavelha), inconforme sobre os depósitos do Berouniano inferior, que forma a base das unidades litostratigráficas que caracterizam o Berouniano médio iberoarmoricano (em Portugal, formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral; em Espanha, formações Fombuena, "Pizarras Cantera" e outros níveis lateralmente equivalentes). É particularmente dominante nos níveis basais de ferrólito, nos quais a diversidade biológica geral, e do grupo Trilobita em particular, é francamente baixa. Também na República Checa, o género está presente na base da Formação Vinice, na Camada Zdice-Nučice, onde o grupo tem uma diversidade muito baixa e as trilobites são raras. Também no ferrólito que marca a base da Formação Porto de Santa Anna, onde as trilobites são extremamente raras (descritas como ausentes por Costa, 1950 e Mitchell, 1974), *V. iberica* é a dominante e na Camada Karlík, que marca a base da Formação Bohdalec da República Checa e está caracterizada por baixa diversidade, *V. vaneki* é comum (horizonte-tipo da espécie). O género parece ter assim uma rápida capacidade de adaptação e ocupação de nichos (em parte, uma estratégia oportunista) e a sua abundância e ampla distribuição geográfica no Domínio peri-Gondwânico concedem-lhe valor de fóssil-guia. Este é um dos motivos pelos quais se optou por efetuar a revisão deste género neste trabalho.

No Kralodvoriano, o género é apenas conhecido de forma fidedigna na República Checa e em Marrocos. Em ambas estas regiões *Vysocania* está representada por espécies – *V. oblita* e *V. marocana* n. sp. – que apresentam apenas oito segmentos torácicos (face aos nove característicos do género). Estas formas são aqui incluídas em *Vysocania* por se considerar que apresentam todos os caracteres diagnósticos do género, sendo que as únicas diferenças observadas (um segmento torácico a menos e dobra pigidial mais curta, com margem interior sem incisões) serão devidos a processos de pedomorfismo. De facto, o pedomorfismo, com especial destaque para a neotenia, é um processo evolutivo comum nas trilobites (e.g. Hupé, 1954; Clarkson, 1975; McNamara, 1986 e referências nestes trabalhos). O estudo de meraspides de *V. vaneki* da Formação Bohdalec (Est. 14, Fig. D, E) permitiu verificar que os juvenis da espécie apresentam dobra pigidial mais curta que os holaspides e sem incisão medial (cúspide), mesmo meraspides grau-7 e grau-8. A configuração observada nos meraspides de *V. vaneki* é coincidente com os holaspides de *V. marocana*, corroborando a interpretação que a morfologia geral, a presença de um segmento torácico a menos e a ornamentação mais marcada já sustentavam. De *V. oblita* e de *V. marocana* não são conhecidas placas rostrais nem hipostomas. Sem uma análise filogenética detalhada de Illaenidae, que inclua *Vysocania* e formas ancestrais, considera-se mais prudente atribuir os pedomorfos de *Vysocania* a este género. Porém, futuramente poderá vir a justificar-se a separação destes taxa num género distinto. Relativamente à eventual relação com *Octillaenus*, como discutido anteriormente, permanecem algumas dúvidas relativamente à independência de *V. oblita* e *O. hisingeri*. A presença de um primeiro segmento macropleural em *O.*

hisingeri justificou a procura da configuração abaxial do tórax de *V. marocana*. Porém, nenhum dos espécimes estudado permitiu avaliar de forma fidedigna este caracter. Também o único meraspides completa conhecida de *Vysocania* (grau-7 de *V. iberica* da Formação Porto de Santa Anna, Est. 10, Fig. H) não permite compreender se o género, em estádios juvenis, apresenta o primeiro segmento macropleural. Alguns holaspides de *Vysocania* (e.g. *V. iberica*, Est. 10, Fig. B) parecem ter o primeiro segmento torácico ligeiramente maior que os restantes, mas a observação de muitos espécimes permitiu concluir que deverá ser um artefacto pela exposição da faceta pleural do primeiro segmento (as dos restantes normalmente estão encobertas pelo segmento anterior). No atual estado do conhecimento considera-se *O. hisingeri* uma forma independente de *Vysocania* e cuja origem poderá estar mais relacionada com o género *Zetillaenus*. A sua relação poderia investigar-se com base nas estruturas cefálicas ventrais, mas não são conhecidas placas rostrais nem hipostomas de *O. hisingeri*. Tanto *Octillaenus* como *Zetillaenus*, illaenídeos morfologicamente afim de *Vysocania*, têm uma origem incerta. Neste sentido, Bruton & Owen (1988) sugeriram que *O. hisingeri* se desenvolveu a partir de processos de pedomorfismo de *Parillaenus* Jaanusson, 1954.

Relativamente à origem de *Vysocania*, supõem-se que este género tenha como formas ancestrais illaenídeos endémicos do Domínio peri-Gondwânico. No âmbito deste trabalho foram procuradas entre o material das coleções clássicas da República Checa meraspides de illaenídeos do Ordovícico Médio e Superior. O facto de *Ectillaenus*, um género com bastante sucesso no Ordovícico Médio deste domínio, ter dez segmentos torácicos (um mais que *Vysocania*) e, subitamente, "desaparecer" no final do Ordovícico Médio, poderia levantar suspeitas quanto a uma continuação da sua linhagem no também bem-sucedido género *Vysocania*. A estrutura do hipostoma de *Ectillaenus* apoia uma relação próxima, ainda que a placa rostral de *Ectillaenus* tenha suturas conectivas muito mais transversais e, consequentemente, seja mais larga (comparar Bruthansová, 2002, figs. 2e, 4c e Est. 13, Fig. A). De entre as espécies definidas para o género *Ectillaenus*, a forma mais suspeitosa é *E. sarkaensis* (Novák *in* Perner, 1918) da Formação Šárka do Oretaniano da República Checa. A estrutura pigidial e, em particular, da dobra pigidial, é muito semelhante à das espécies mais antigas de *Vysocania* (ver Bruthansová, 2002, fig. 4e e fig. 5). Ainda que *E. sarkaensis* seja uma forma cega, é importante aqui pensar nestes taxa como estreitamente relacionados numa linhagem evolutiva e não como ancestrais diretos (os quais não se podem provar). Também o género *Zbirovia*, que surge na Formação Dobrotivá do Dobrotiviano da República Checa, apresenta um conjunto de caracteres que o aproximam de *Vysocania*, nomeadamente no que respeita à estrutura cranidial, em particular o sulco occipital e o bordo posterior fixigenal. Esta é também uma forma cega. De entre as meraspides analisadas durante este trabalho, *Ectillaenus benignensis* não parece estar relacionado com *Vysocania* (cantos genais arredondados em meraspis grau-6, com ráquis muito estreita e de largura constante). Um meraspis identificado como *E. sarkaensis*, é extremamente semelhante a *Vysocania* (Est. 17, Fig. L). Porém, apenas o tórax, com nove segmentos, e o pigídio estão preservados, e não é possível observar nenhum segmento por libertar na margem anterior pigidial. Não é possível saber com confiança a identidade deste espécime nem que autor efetuou a sua identificação. A corresponder de facto a *E. sarkaensis*, espécie que, com base nos holaspides, já tinha sido aproximada de *Vysocania*, poder-se-á estreitar a relação entre ambos os taxa. Quaisquer

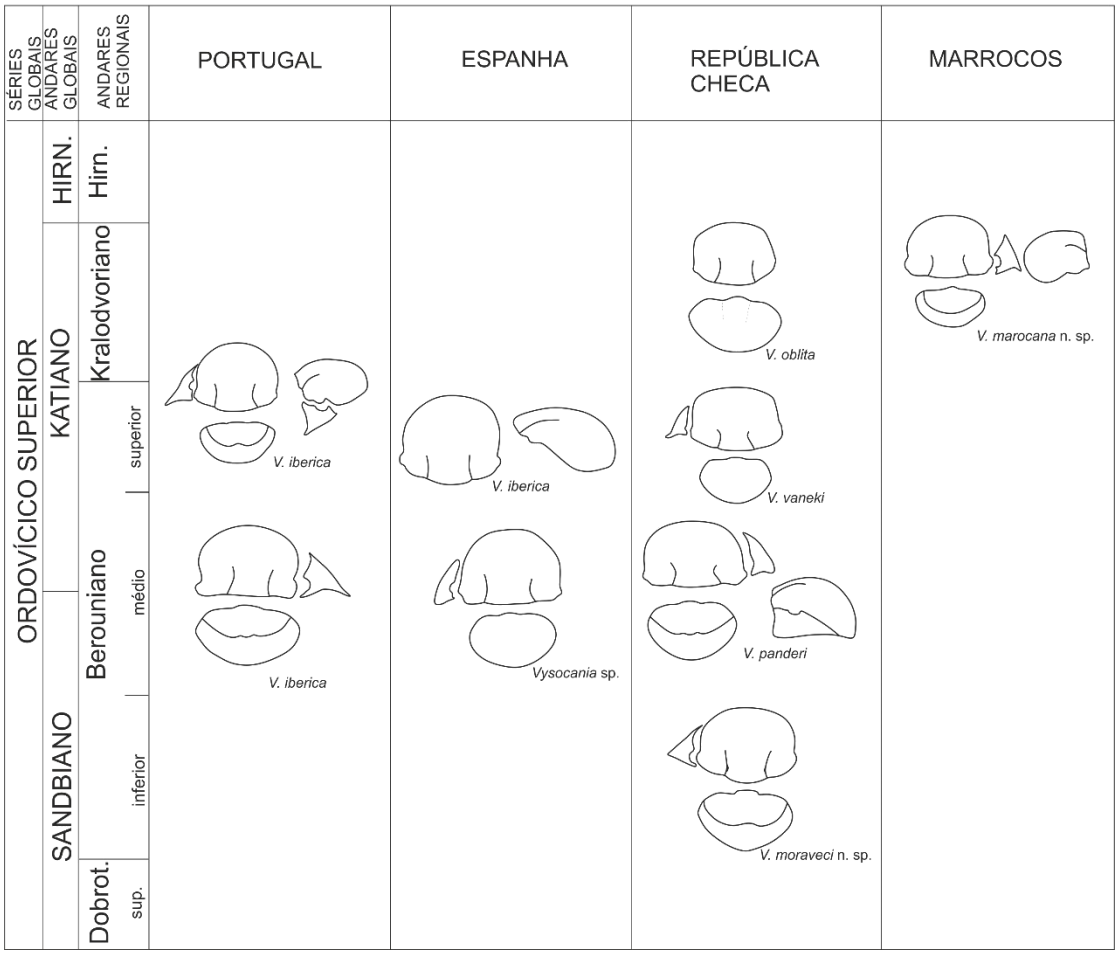


Figura 8.7. Distribuição estratigráfica e geográfica do género *Vysocania* Vaněk & Vokáč, 1997, com representação esquemática das espécies definidas para o género. Os esquemas representam espécimes reais de cada taxa e as configurações pigidiais representam a esfoliação mais característica de um conjunto de espécimes, não necessariamente a configuração da margem interna da dobra pigidial a qual está raramente visível. Dobrot., Dobrotiviano; sup., superior; Hirn., Hirnantiano.

considerações adicionais seriam, no atual estado do conhecimento e com base no material disponível, arriscadas e impossíveis de comprovar/refutar.

Relativamente à semelhança morfológica de *Vysocania* e outros taxa tipo-*Stenopareia*, é aqui interpretada como convergência. Um exemplo é o género *Eastonillaenus* Edgecombe & Webby, 2007 do Katiano (Eastoniano da escala regional australiana) de Nova Gales do Sul, Austrália. A configuração cranidial de *Eastonillaenus* (ver Edgecombe & Webby, 2007, figs. 3, b, d, f, g) e o hipostoma e placa rostral (op. cit., fig. 1c) são extremamente semelhantes a *Vysocania*, com suturas conectivas cerca de 25º oblíquas em relação à linha transversal do exosqueleto. A placa rostral apresenta, inclusive, a depressão posterior presente em *Vysocania*. Porém, a estrutura torácica e pigidial de *Eastonillaenus* é completamente distinta da de *Vysocania*. É também possível que *Vysocania* esteja relacionado com um clado geograficamente mais disperso, que inclua géneros como *Parillaenus* e *Eastonillaenus.* Após os trabalhos de Jaanusson (1954), Lane & Thomas (1983) e Whittington (1997) demonstrou-se premente a necessidade de revisão de Illaenina, com base numa detalhada análise filogenética que incorpore os caracteres dorsais e ventrais que estes estudos permitiram

entender como cruciais na classificação do grupo. Mais recentemente, Hughes (2010) efetuou uma análise filogenética dos representantes mais lisos (=*effaced*) de Illaenina, com o objetivo de esclarecer os problemas relacionados com a convergência do grupo (incluindo illaenídeos e styginídeos. Nessa análise foram incluídas as espécies-tipo de géneros conhecidos em detalhes, incluindo *Stenopareia*. Porém, a amostragem era francamente muito limitada (apenas 16 membros de duas famílias que incluem, conjuntamente, quase 400 espécies). A importância de caracteres como a a extensão mediana da dobra pigidial é colocada em questão se se tiver em conta o exemplo de *Vysocania*, ausente nos meraspides e, por conseguinte, ausente em descendentes por evolução neoténica. O facto de as sequências ontogenéticas de Illaenina conhecidas serem raras não permite compreender se caracteres utilizados atualmente na sistemática do grupo estarão a ser sobrevalorizados, espelhando mais a ontogenia. Na Fig. 8.7 é resumida a distribuição estratigráfica e variabilidade específica do género *Vysocania* atualmente.

? Género ***Ulugtella*** Petrunina, 1975

Espécie-tipo. *Ulugtella turgida* Petrunina *in* Repina *et al.*, 1975 das "camadas com *Kealanella-Tretaspis*" do Katiano do Turquistão.

Diagnose. Ver Hammann (1992, p. 75).

Observações. Dada a incerteza na atribuição genérica da espécie *U.? guedesi* n. sp., não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica. Para detalhada informação sobre género, remete-se para trabalhos de Hammann (1992, pp. 75-78) e Hammann & Leone (1997, pp. 92-97). Porém, é necessário efetuar um conjunto de observações relativamente à atribuição tentativamente aqui efetuada e ao género *Ulugtella* no seu conceito atual.

Existe um conjunto de géneros de illaenídeos cegos do domínio peri-gondwânico cuja validade carece de revisão. Esses incluem *Ulugtella, Zdicella* Šnajdr, 1957, *Zbirovia* Šnajdr, 1956 e *Alceste* Hawle & Corda, 1847. Dean & Monod (1990) consideraram que todos estes géneros poderão vir a demonstar-se ser sinónimos. Hammann (1992) considerou *Alceste* um género válido, justificando pormenorizadamente quais os motivos da sua interpretação. O autor interpretou este taxon como sendo um pedomorfo de um dos outros três géneros mencionados e, considerando o número de segmentos torácicos um caracter de valor genérico, optou por manter a sua validade. O facto de *Alceste latissima* Hawle & Corda, 1847, além de apresentar um aspeto juvenil, ter sido estabelecida com base num meraspis deformado, dificulta a resolução desta problemática e requer discussão quanto à sua validade. Neste trabalho foi anteriormente exemplificada uma eventual relação de pedomorfismo (*Vysocania*) tendo-se optado por manter os pedomorfos dentro do mesmo género. Porém, o género *Alceste* apresenta um conjunto de caracteres juvenis que dificulta compreender qual das linhagens anteriores deste conjunto de illaenídeos terá originado esta forma (se a mesma for válida). No que concerne ao género *Zdicella*, considerado por vários autores sinónimo-júnior de *Delgadoa* Thadeu, 1947, será discutido nas observações deste último taxon. O género *Zbirovia*, com a espécie-tipo *Zbirovia arata* (Barrande, 1872), surge na Formação Dobrotivá

do Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa, com distribuição estratigráfica, em caracter monoespecífico, até à Formação Vinice do Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da mesma região. As semelhanças de *Zbirovia*, sobretudo dos seus juvenis, com *Vysocania*, foram anteriormente evidenciadas. É ainda importante mencionar nesta análise crítica a semelhança de *Z. arata* com *Ectillaenus sarkaensis* (Novák *in* Perner, 1918), espécie cega cuja estrutura pigidial, sobretudo no que diz respeito à configuração raquidial, é semelhante.

Por último, *Ulugtella*, contrariamente aos géneros anteriores definidos na República Checa, foi definido no Turquistão, tendo como espécie-tipo *Ulugtella turgida* Petrunina *in* Repina *et al.*, 1975. No conceito atual do género (*sensu* Hammann, 1992 e Hammann & Leone, 1997) *Ulugtella* caracteriza-se por apresentar um cranídio muito convexo que se sobrepõe à margem cranidial anterior em vista lateral. Esta margem apresenta um rebordo bem definido e uma ornamentação picotada muito marcada e densa. A ausência deste picotado característico e do rebordo anterior em *Alceste*, mesmo em meraspides, coloca em dúvida uma eventual relação direta de pedomorfismo entre ambos estes géneros. Nesse sentido, Hammann (1992, pp. 75-76) elencou vários registos que considera poderem pertencer a *Ulugtella*, incluindo material proveniente de Espanha, República Checa, Sardenha (Itália), Reino Unido, Polónia, Alemanha, Turquia e China. Esta ampla distribuição geográfica atribuída por este autor ao género *Ulugtella* torna a sua eventual monofilia suspeita. Porém, a revisão deste conjunto de illaenídeos, com numerosos registos no Ordovícico Superior de toda a região peri-Gondwânica, desde a Iberoarmorica até ao Sul da China, incluindo os terrenos do Cazaquistão, é um trabalho extenso que sai do âmbito deste estudo. É muito improvável que *Ulugtella? guedesi* n. sp. do Sandbiano superior/Katiano inferior de Portugal e *Ulugtella turgida* do Katiano superior do Turquistão sejam taxa cogenéricos. Porém, tendo em conta a atual situação de incerteza relativa a este grupo, considera-se mais prudente evitar o estabelecimento de novos géneros até que uma revisão completa especificamente dedicada possa sera efetuada. Opta-se assim por atribuir neste trabalho a espécie portuguesa ao género que atualmente inclui as formas ibéricas mais próximas de *U.? guedesi* n. sp., ainda que se reconheça a necessidade futura de re-atribuição genérica (quer de *U.? guedesi*, quer de outras formas atualmente atribuídas ao género *Ulugtella*).

***Ulugtella*? *guedesi* n. sp.**

(Est.19, Figs. A-K; Est. 20, Figs. A-J; Est. 21, Figs. A-M)

Etimologia. Espécie dedicada a Armando Marques Guedes, paleontólogo amador cuja dedicação à paleontologia portuguesa nos últimos trinta anos permitiu incrementar de forma assinalável o conhecimento das associações de trilobites do Ordovícico português, com especial enfoque nas associações do Ordovícico Médio de Valongo e Ordovícico Superior de Mação (incluindo o material que permitiu a definição desta espécie).

Holótipo. Um molde interno e fragmento do correspondente externo de uma carapaça (CMG0014a e CMG0014b; Est. 19, Figs. A-E).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Duas carapaças enroladas (moldes internos: CMG0007; MGUTAD15519); dez carapaças (moldes internos: CMP0044a; CMP0052a; CMP0054; CMP0057; CMP0066-1; CMP0140-1a; ?CMP0201-1; ?CMP0201-2; CMP0202; CMP0299a/molde externo:CMP0044b; CMP0052b; CMP0140-1b; CMP0299b); dois cefalões (molde interno: MGUTAD15044; MNHN/U.L.-T.P.-0554); cinco cranídios (moldes internos: CMG0033; CMG0088; CMP0053a; CMP0055; CMP0140-2a/molde externo: CMP0053b; CMP0140-2b); um toracopigidio: (molde interno: CMP0056).

Tabela 8.7. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Ulugtella? guedesi* n. sp do Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Mação, Portugal. Legenda das medições na Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	LC	LCg	LCcr	Cto	CP	LP	LRP	CT	LG/LC	LG/LCr	CP/LP	LRR	CC/CP	CRC	CRP
CMG0014	2,10	2,20	0,82	2,00	1,00	1,85	1,85	0,60	5,00	0,37	0,41	1,00	0,32	1,14	0,42	0,37
CMP0140	0,95	1,80	0,55	1,35	0,55	1,00	1,15	0,30	2,60	0,31	0,41	1,15	0,26	0,95	0,37	0,38
CMP201-1	0,80	0,90	0,30	0,80	0,40	0,50	0,50	0,18	1,70	0,33	0,38	1,00	0,36	1,60	0,47	0,29
CMP201-2	0,65	0,75	0,30	0,65	0,30	0,55	0,60	0,18	1,50	0,40	0,46	1,09	0,30	1,18	0,43	0,37

Diagnose. Uma espécie de *Ulugtella*? que se caracteriza por contorno cefálico parabólico com rebordo anterior, suturas faciais visíveis em vista dorsal e em posição adaxial, definindo librigenas subtrapezoidais e alongadas (exsag.); nove segmentos torácicos; pigídio subpentagonal acoraçonado, com margem posterior parabólica, longo (comprimento corresponde a cerca de 90% da largura (tr.) máxima pigidial); cutícula espessa, fortemente ornamentada por perfurações subcirculares (picotado).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Descrição. Forma micropígica. Contorno cefálico parabólico. Cefalão ligeiramente mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do bordo posterior, a qual representa cerca de 110% do comprimento sagital cefálico (em vista dorsal com as librigenas na sua posição original inclinada; em espécimes compactados a largura aumenta até cerca de 160-170%). A convexidade cefálica é bastante moderada. Sulcos glabelares bem marcados, moderadamente profundos, com traçado muito suavemente arqueado, quase subretilíneo, definidos até cerca de 50% do comprimento (sag.) cefálico. Glabela suavemente convexa, elevando-se em vista lateral acima das áreas genais. Anel occipital definido como uma zona transversal suavemente deprimida. As fixigenas apresentam sulcos no bordo posterior, de traçado subretilíneo e pouco marcados, que se prolongam por cerca de 50% da largura (tr.) da fixigena.

Padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,90-0,35 (cranídio-glabela). Sutura facial convergente no seu extremo posterior, sendo depois longitudinal retilínea até cerca de 50% do comprimento sagital cefálico. A forma parece não possuir olhos, convergindo novamente a

linha de sutura, desenhando um quarto de circunferência em sentido adaxial e prosseguindo para o ramo anterior suavemente divergente, com um ângulo de cerca de 30º do plano sagital do cefalão, convergindo já próximo da margem cefálica, cortando-a em torno de 80% do comprimento sagital cefálico. Fixigena alongada (exsag.), mais larga na sua metade posterior. Librigena subtrapezoidal, estreita (tr.) e alongada (exsag.), com máxima largura situada ao nível do bordo posterior. Bordo posterior subretilíneo. Bordo anterior cefálico definido, suavemente proeminente, convexo (sag.). Dobra librigenal prolongando-se até pelo menos 90% da largura librigenal total, ornamentada por pelo menos 14 cristas em socalco subparalelas ao bordo lateral e entre si, com um espaçamento que aumenta ligeiramente até metade da largura da librigena, voltando a diminuir um pouco em sentido abaxial. Em dois dos espécimes foi possível observar parte da placa rostral *in situ*. Esta está ornamentada por cristas em socalco subparalelas ao bordo anterior e entre si, com um amplo espaçamento (cerca de 2-3 vezes superior ao espaçamento médio das linhas da dobra librigenal). A continuação anterior da dobra librigenal sobrepõem-se à placa rostral, a qual está assim tapada nas suas porções abaxiais por uma dobra cefálica anterior, ornamentada por cristas em socalco com um espaçamento mais reduzido, que corresponde à continuação da dobra librigenal.

O tórax está composto por nove segmentos. A largura é aproximadamente igual à cefálica. A ráquis ocupa um terço da largura torácica no primeiro segmento, diminuindo pouco e gradualmente de largura em sentido posterior (último anel raquidial tem cerca de 70% da largura do primeiro anel). A restante configuração torácica é semelhante à anteriormente descrita para *V. iberica.*

Pigídio de contorno subpentagonal, com margem posterior parabólica, um pouco mais pequeno que o cefalão, muito pouco convexo. Razão CP/LP próxima de 1 (cerca de 90%). Ráquis não definido, embora alguns espécimes apresentem uma região subtriangular deprimida aplanada. A ráquis tem cerca de 30% da largura pigidial na margem anterior. Áreas pleurais lisas. Margem anterior subretilinea transversal até cerca de 50% da largura da área pleural, curvando depois para trás e para fora, até alcançar a largura máxima pigidial a cerca de 50% do comprimento pigidial, convergindo depois e definindo uma margem posterior pigidial semicircular a parabólica. Dobra pigidial muito ampla, ocupando cerca de 60% do comrimento (sag.) pigidial, encurtando lateralmente. Está ornamentada por cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo pigidial, com um espaçamento que aumenta em sentido anterior. Contam-se pelo menos 19 cristas, sendo que as quatro-cinco mais internas têm um espaçamento significativamente maior entre si que as mais periféricas. Toda a superfície dorsal do exosqueleto está ornamentada por um picotado muito marcado e apresenta uma cutícula espessa.

Observações. *Ulugtella? guedesi* n. sp. é aqui tentativamente atribuída a *Ulugtella* mas tal identificação é provavelmente temporária, uma vez que vários caracteres diferenciam este taxon. Porém, não é conhecido outro género que favoreça mais o enquadramento taxonómico deste novo taxon e considera-se que, no atual estado de conhecimento do conjunto de illaenídeos cegos anteriormente discutido, não existem vantagens em estabelecer novos taxa fora do contexto de uma detalhada revisão deste grupo.

Além da sua forma geral, da cegueira, da presença de nove segmentos torácicos e da proveniência geográfica, dois caracteres principais justificam a atribuição a *Ulugtella*: a espessa cutícula, ornamentada por um picotado muito marcado, e o rebordo anterior cefálico. Adicionalmente, o contorno cranidial parabólico e a configuração do pigídio, com ráquis estreito e dobra muito ampla, corroboraram a relação próxima com algumas das espécies anteriormente atribuídas ao género.

De entre as espécies definidas para o género *Ulugtella*, *U.? guedesi* n. sp. apresenta mais semelhanças com *U.* aff. *angelini* (Holm, 1882) do Membro Reborallarejo da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha, documentada por Hammann (1992, pp. 75-77, est. 14, figs. 1-10) e *U. angelini* da Camada Cyclopygid do Membro Punta S'Argiola, Formação Domusnovas do Katiano superior (Kralodvoriano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica) da Sardenha, documentada por Hammann & Leone (1997, pp. 93-95, est. 16, figs. 1-16). Neste último trabalho, os autores consideraram o material espanhol conspecífico e atribuível também à espécie *U. angelini*, definida na Formação "Red *Tretaspis* Mudstone" do Katiano superior da Suécia. A superfície dorsal fortemente picotada, espessa cutícula, ausência de olhos, sulcos dorsais muito pouco curvados e cranídio com contorno parabólico aproximam o material a essa identificação. Porém, a configuração das áreas genais e o contorno pigidial subtriangular de *U. angelini* diferenciam facilmente o material sardo de *U.? guedesi* n. sp.

Todas as restantes espécies atribuídas ao género e outro material classificado como cogenérico (listado exaustivamente por Hammann, 1992, pp. 75, 76 e Hammann & Leone, 1997, pp. 94-95) são muito distintas de *U.? guedesi* n. sp., sobretudo no que concerne às espécies atribuídas por Hammann & Leone (1997, p. 95) ao grupo de *U. bornholmiensis* (Kielan, 1960), que se caracterizam por glabelas muitos estreitas e/ou pontas genais mais ou menos longas.

Ulugtella? guedesi n. sp. diferencia-se sobretudo pela posição e percurso da sutura facial. O género *Ulugtella* caracteriza-se por apresentar fixigenas tão ou mais largas que a glabela e librigenas muito reduzidas, com a sutura facial junto ao bordo lateral, não observável em vista dorsal. Os exemplares de *U.? guedesi* n. sp. apresentam uma glabela um pouco mais larga que a fixigena, com as suturas visíveis em vista dorsal, definindo librigenas alongadas e que ocupam cerca de 10% da largura cefálica. Adicionalmente, a sutura facial de *U.? guedesi* n. sp. apresenta dois ramos distintos, e uma zona de fronteira entre ambos, curvada, sem lóbulo palpebral ou olho, mas com o mesmo traçado que o de illaenídeos com olhos. O facto da deformação dificultar por vezes a preservação dos lóbulos palpebrais e, mais ainda, das superfícies visuais, justificou a procura cuidada em todos os espécimes de algum vestígio da presença de olhos, ainda que reduzidos, em *U.? guedesi*. n. sp. Porém, a espécie parece ser efetivamente cega, ainda que a configuração dos ramos da sutura facial indique que *U.? guedesi* n. sp. representa, possivelmente, um caso intermédio de redução progressiva e perda de olhos, que culminou em formas como *Ulugtella*. Exemplos semelhantes foram documentados em phacopinos por Richter & Richter (1926) no Devónico da Alemanha, em proetidos por Erben (1961) e em tropidocoryphíneos em França (Feist & Clarkson, 1989). Em séries melhor ou pior controladas estratigraficamente, estes autores documentaram uma

migração lateral da sutura facial acompanhada de redução e finalmente perda total de olhos (ver Whittington *in* Kaesler, 1997, fig. 118). A perda de olhos é normalmente relacionada com adaptações ecológicas, tais como adoção de modos de vida endobentónicos, ambientes com pouca luminosidade e/ou períodos de profundização eustática. Outra interpretação, proposta por Feist (1995), indica que processos pedomórficos progressivos poderão ter conduzido à redução/perda de olhos.

Sugere-se assim que *U.? guedesi* s n. sp. eja uma forma basal da linhagem que originou *Ulugtella* e géneros afim, correspondendo a um termo intermédio que representa a perda de visão desde as formas ancestrais com olhos, preservando ainda uma sutura facial com a curvatura do tipo lóbulo palpebral, mas já sem lóbulo nem superfície visual. A posição estratigráfica de *U.? guedesi* n. sp. corrobora também esta interpretação, sendo mais antiga que os representantes de *Ulugtella* (ocorre no Sandbiano superior/Katiano inferior sendo que o género *Ulugtella* é característico do Katiano superior). De acordo com esta interpretação, *Zbirovia,* do Darriwiliano da República Checa, não estará relacionada com os géneros *Ulugtella* e *Alceste*, separação já sugerida pela distinta morfologia destes taxa. A configuração geral, cutícula espessa e rebordo anterior cefálico aproximam *Ulugtella* de *Snajdria* Hammann, 1992, género que, embora tenha olhos, poderá estar proximamente relacionado em termos basais com o clado que originou *Ulugtella*.

Diferenciação problemática de *Vysocania iberica* e *Ulugtella? guedesi* n. sp. na Formação Cabeço do Peão, Mação. A coocorrência de duas espécies na mesma jazida que, embora genericamente distintas e fáceis de diferenciar com base em material completo, têm uma morfologia geral semelhante, torna a sua diferenciação complexa. Esta dificuldade ocorre sobretudo em espécimes de pequenas dimensões, sem librigenas ou com débil preservação das fixigenas. *U.? guedesi* n. sp. tem um cranídio parabólico (*V. iberica* tem cranídio de contorno semicircular), não tem olhos, as librigenas são mais alongadas (exsag.), a cutícula é mais espessa, a ornamentação picotada mais marcada e o pigídio tem uma razão CP/LP significativamente maior. Porém, espécimes de *V. iberica* longitudinalmente estirados adquirem contornos cranidial e pigidial muito semelhantes. Por outro lado, em espécimes de pequenas dimensões, a cutícula e a ornamentação mais fortes de *U.? guedesi* n. sp. não se evidenciam (ver Est. 22, Figs. A-I). Adicionalmente, os espécimes de *U.*? *guedesi* n. sp. atingem dimensões superiores às de *V. iberica* (comprimento sagital da primeira pode atingir os 5-6 cm, sendo que na segunda o máximo medido foi de 3 cm). E é a análise destes que melhor permite caracterizar a espécie. Deve-se assim ter em conta a possível existência de erros nas listagens de material de ambas as espécies, sobretudo no que respeita a espécimes de dimensões reduzidas.

? Género ***Parillaenus*** Jaanusson, 1954

Espécie-tipo. *Illaenus falax* Holm, 1882 (=*Parillaenus fallax*) da Formação Kullsberg Limestone, do Katiano inferior da Suécia.

Diagnose. Ver Jaanusson (1954, p. 574).

Observações. Dada a incerteza na atribuição genérica da espécie *Parillaenus*? *creber* Hammann, 1992, não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica. Para detalhada informação sobre o género no que diz respeito à diferenciação da espécie *P.*? *creber*, remete-se leitura para Hammann (1992, pp. 54-59). Mais detalhes relativos à atribuição genérica aqui considerada serão efetuados nas observações da espécie.

***Parillaenus? creber* Hammann, 1992**

(Est.23, Figs. A-B)

v*1992 *Parillaenus? creber* n. sp. – Hammann, pp. 55-59, texto-fig. 15, ests. 4-5

Holótipo. Um molde interno de pigídio (DPZ10462; Hammann, 1992, est. 5, fig. 1) do Membro Rebollarejo da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Material. Dois pigídios (moldes internos: MG189-18; MG30568a/molde externo: MG30568b) provenientes da Formação Porto de Santa Anna.

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (topo), Katiano superior (Ka4, Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Palheiros, JOR-PSA-C2 e PAL-PSA-1), Portugal.

Diagnose. Ver Hammann (1992, p. 55).

Descrição e observações. Apenas foram encontrados dois pigídios de muito pequenas dimensões (6 mm de largura pigidial) atribuíveis a esta espécie. A morfologia pigidial é totalmente coincidente com a descrita por Hammann (1992, pp. 55-57) para *Parillaenus? creber* no Membro Rebollarejo da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha. Os dois espécimes provêm do topo da Formação Porto de Santa Anna, atribuído ao Kralodvoriano (Young, 1985, 1988 e neste trabalho), pelo que, além da morfologia, também a idade, proveniência geográfica e dimensão dos espécimes corroboram esta atribuição que é assim efetuada em nomenclatura fechada. Hammann (1992) reconheceu uma morfometria nos holaspides da espécie, sendo que o comprimento (sag.) pigidial aumenta com a dimensão dos espécimes. Os dois pigídios recolhidos assemelham-se bastante ao holótipo da espécie, figurado por Hammann (1992, est. 5, fig. 1) o qual tem, à semelhança dos espécimes portugueses, dimensões reduzidas (cerca de 1 cm de largura).

Embora na sua definição, Hammann (1992) tenha optado por atribuir a espécie ao género *Parillaenus*, ainda que com dúvida, mais tarde decidiu reatribuí-la a *"Illaenus"* (Hammann & Leone, 1997, p. 89). Jaanusson (1954) tinha distinguido o grupo de *Parillaenus* pela margem interna da dobra pigidial subparalela ao bordo, sem expansão mediana. O material-tipo de *P.? creber*, embora pareça apresentar expansão mediana da dobra pigidial (Hammann, 1992, est. 5, fig. 3), é morfologicamente comparável ao material sueco atribuível a este género – vd. *P. fallax* (Holm, 1882) e *P. dalecarlicus* (Warburg, 1925) – e os hipostomas recolhidos e

atribuídos por Hammann (1992) a esta espécie são também comparáveis com o material sueco, como o autor referiu. Estas semelhanças, detalhadamente discutidas por Hammann (1992, pp. 57-59) justificam a atribuição efetuada neste trabalho. Relativamente à atribuição da espécie *P.*? *creber* ao género *"Illaenus"* por Hammann & Leone (1997), esta baseou-se sobretudo em material considerado conspecífico da espécie espanhola e proveniente da Formação Portixeddu do Katiano de Sardenha. A identificação do material sardo como conspecífico da espécie espanhola é, contudo, arriscado. As dimensões dos espécimes sardos são muito superiores às do material-tipo. O caracter que motivou a reatribuição genérica da espécie *P.*? *creber* foi a expansão mediana da dobra pigidial, comprovada no material sardo considerado conspecífico. Porém, o valor deste caracter, como discutido para o género *Vysocania*, poderá estar a ser sobrevalorizado na sistemática de Illaenidae, uma vez que ontogeneticamente sofre modificações, pelo que a ocorrência de processos de pedomorfismo podem colocar descendentes diretos em clados muito distintos, se baseados neste caracter.

***Parillaenus?* cf. *creber* Hammann, 1992**

(Est. 23, Figs. C-I)

Material. Dois cranídios (moldes internos: MG30591-1; MGUTAD15615a/molde externo: MGUTAD15615b); um pigídio (molde interno: MG30591-2; MGUTAD15609) provenientes do Membro Poiares da Formação Ferradosa (Penacova).

Uma librigena (molde interno: MG15711) originária do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Penacova).

Um cranídio (molde interno: MG30576) proveniente do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Alveite Grande, V. N. de Poiares).

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MP-1) e Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1; ALV-MRC-1) do Katiano superior (Ka3-4, Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. São aqui atribuídos a *Parillaenus? creber* vários fragmentos muito deformados provenientes das jazidas de Sazes do Lorvão do Membro Poiares e Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa. Todos os caracteres preservados coincidem com a diagnose da espécie *Parillaenus? creber* da Formação Caliza de Cistoideos de Espanha (Hammann, 1992, est. 4, figs. 1-11; est. 5, figs. 1-10). Estes espécimes são aqui separados dos dois pigídios da Formação Porto de Santa Anna (identificados em nomenclatura fechada como *Parillaenus? creber*) pelo seu estado de preservação, estando comprimidos, deformados e esfoliados. É importante acrescentar que, à semelhança dos espécimes classificados como *"Illaenus" creber* na Formação Portixeddu do Katiano superior da Sardenha por Hammann & Leone (1997, pp. 89-90, est. 12, figs. 1-10), também o material da Formação Ferradosa tem dimensões superiores ao material-tipo da espécie.

Género ***Amphoriops*** Hammann & Leone, 1997

Espécie-tipo. *Thaleops inflata* Hammann, 1992 (=*Amphoriops inflatus*) da Formação Bohdalec do Berouniano superior (Katiano inferior da escala cronostratigráfica global) da República Checa.

Diagnose. Ver Hammann & Leone (1997, p. 97).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Amphoriops zoppii (Hammann, 1976); =*Thaleops (Amphoriops) zoppii*; Formação Portixeddu (horizonte TH3a, Hammann & Leone, 2007), Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha;

? A. wimani Reed, 1915; =*Holometopus wimani;* Formação Upper Naungkangyi, Sandbiano? de Burma;

Observações. *Amphoriops* foi originalmente definido por Hammann & Leone (1997, p. 97) como subgénero de *Thaleops* Conrad, 1843 para incluir a espécie *Thaleops inflata* (=*Amphoriops inflatus*) da Formação Caliza de Cistoideos de Espanha, definida alguns anos antes por um dos autores (Hammann, 1992) e para incluir a nova espécie *Thaleops (Amphoriops) zoppii* da Formação Portixeddu da Sardenha. Os autores basearam a diferenciação do novo subgénero em critérios cefálicos e pigidiais (para mais detalhes ver Hammann & Leone, 1997, pp. 99-100). A cuidada revisão do género *Thaleops* efetuada por Amati & Westrop (2006) rejeitou *Amphoriops* porque, embora os caracteres cranidiais sejam próximos das espécies mais derivadas do género, como *T. longispina* (Shaw, 1968), a estrutura pigidial diferencia o material peri-Gondwânico e aproxima-o do género *Illaenus*. Os caracteres diagnósticos de *Amphoriops* justificam a separação a nível genérico deste taxon. Para observações adicionais consultar Hammann (1992, pp. 59-61) e Hammann & Leone (1997, pp. 97-100).

Amphoriops foi originalmente incluído em Illaenidae, pela sua relação com *Thaleops*. Porém, a atribuição familiar de *Thaleops* a Illaenidae não é consensual, com autores a incluí-lo em Styginidae Vogdes, 1890 (e.g. Jell & Adrain, 2002), embora posteriormente a tenham reatribuído a Illaenidae (Adrain, 2013). A revisão do género levada a cabo por Amati & Westrop (2006) tratou este taxon como um membro de Illaenidae, discutindo as suas relações com outros géneros desta família. *Amphoriops* é aqui considerado um membro de Illaenidae, pelos caracteres que partilha tanto com *Thaleops* como com *Illaenus*.

***Amphoriops* cf. *inflatus* (Hammann, 1992)**

(Est. 23, Figs. H-K)

Material. Um cranídio (molde interno: MG30612) recolhido no Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Alveite Grande, V. N. de Poiares).

Ocorrência. Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa em Vila Nova de Poiares (Alveite Grande, ALV-MRC-2) do Katiano superior (Ka3-4, Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. Um único cranídio atribuível ao género *Amphoriops* foi recolhido. Embora bastante recristalizado, o espécime assemelha-se bastante a *A. inflatus* da Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha, níveis considerados coetâneos da Formação Ferradosa com a qual partilham vários taxa a nível específico. O traçado dos sulcos dorsais, bastante profundos na sua metade posterior, a posição dos olhos e a configuração da fixigena, bastante inflada e mais larga que a glabela na linha transversal dos lóbulos palpebrais, o anel occipital amplo e convexo (sag.) e o bordo anterior cefálico, ornamentado por cristas em socalco, visível em vista dorsal, permitem a aproximação, ainda que em nomenclatura aberta pela existência de um único cranídio incompleto, à espécie definida em Espanha. Este é o primeiro registo do género em Portugal e um taxon mais em comum entre as formações Ferradosa e Caliza de Cistoideos, apoiando a correlação lateral entre ambas as unidades.

Género ***Delgadoa*** Thadeu, 1947

(?=*Zdicella* Šnajdr, 1957)

Espécie-tipo. *Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947 do Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Katiano inferior, ca. Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Buçaco, Portugal.

Diagnose. Cefalão de contorno semicircular, glabela estreita (largura igual ou inferior a metade da largura genal), definida por sulco dorsais subretilíneos a curvados, que se prolongam até pouco mais de metade do comprimento sagital; olhos ausentes; sutura facial arredondada posteriormente, convergindo anteriormente; fixigenas ocupam cerca de 80% da largura genal posterior; librigenas prolongam-se em longas e amplas (tr.) espinhas genais que estão em continuidade com um bordo cefálico amplo (tr.) e aplanado; sulco occipital ausente, anel occipital distingue-se por ténue convexidade e tubérculo mediano. Tórax composto por 10 segmentos, com diminuição posterior muito ténue da largura da ráquis. Pigídio semicircular; ráquis estreito, afunilado, ocupando quase metade do comprimento sagital; áreas pleurais lisas ou com sulcos pleurais radiais muito superficiais; dobra pigidial alongada medialmente.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

? Delgadoa zeidleri (Barrande, 1872); = *Illaenus zeidleri*; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa (Est. 26, Figs. E-H; Est. 27, Figs. A-E);

? *D. sola* (Barrande, 1872); =*Ogygia sola*; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa.

? D. n. sp. aff. *zeidleri*; *=Alceste latissima partim* (*sensu* Šnajdr, 1983b, est. 1, fig. 2, *non* Hawle & Corda, 1847); Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa (Est. 27, Figs. F-H).

Observações. Rábano & Gutiérrez-Marco (1987) foram os primeiros autores a sugerir que *Zdicella* Šnajdr, 1957 é um sinónimo júnior de *Delgadoa*. Hammann & Leone (1997) aceitaram esta opinião, justificando que as espécies-tipo de ambos os géneros são largamente semelhantes, diferindo apenas em detalhes. Vaněk & Valíček (2001) aceitaram a sinonimização. Porém, Bruthansová (2002) defendeu que *Zdicella* deve ser considerado um género independente de *Delgadoa* porque a presença de costilhas radiais no pigídio de *Delgadoa*, ausentes no de *Zdicella*, não pode ser indicador de apenas espécie distinta. Esta justificação baseia-se apenas num critério descritivo básico e de valorização pessoal, mas não numa análise do valor deste caracter no grupo taxonómico a que pertencem estes taxa e ponderado tendo por base o grupo Trilobita e a sua evolução (no qual o "apagamento"=*effacement* é um processo muito comum, incluindo intraspecificamente e, portanto, sem valor taxonómico). Ainda que não se deva aplicar ao presente caso, o aumento de costilhas radiais no pigídio foi filogeneticamente estudado por Sheldon (1987), sendo um caso de gradualismo filético e não especiação. No entanto, os membros finais serão certamente vistos como espécies distintas na taxonomia trilobítica convencional (Fortey & Owens, 1997). Como Sheldon (1987) concluiu, o número de costilhas radiais é um caráter com valor específico e não genérico. No caso de *Zdicella* e *Delgadoa*, não é só o número de costilhas que está em causa, mas também a presença/ausência, dado que *Zdicella* não apresenta sulcos pleurais pigidias (e, estratigraficamente, trata-se de uma diminuição e não de um aumento). Porém, a ausência/presença foi também considerada brevemente no trabalho de Sheldon (1987 – para os nileídeos) e Hughes (2003) consideraram que inclusive a variação do número de costilhas pode ser modificação intraespecífica. Hammann (1992) enfatizou que a segmentação radial do pigídio não tem elevado valor taxonómico, ocorrendo por exemplo em *Cekovia perplexa*, condição única nas espécies do género. Também ocorre em géneros que normalmente não apresentam esta característica, como *Ectillaenus katzeri* (ver Přibyl & Vaněk, 1968). Posto isto, a diferenciação a nível genérico de *Delgado* e *Zdicella*, a existir, não se baseará certamente neste caracter.

Para discutir a sinonímia destes géneros, é importante estabilizar primeiro a alta taxonomia destes taxa. Não existe um consenso quanto à atribuição familiar quer de *Delgadoa* (monospecífico com a espécie *D. loredensis*) quer de *Zdicella* (monospecífico com a espécie *Z. zeidleri*). A problemática da afinidade de *Delgadoa* está patente logo na primeira frase da definição do género (Thadeu, 1947, p. 222), ainda que de uma forma simplista: "Este género parece ser intermediário dos géneros *Illaenus* e *Bronteus* (…)". De facto, *Delgadoa* apresenta caracteres quer de Illaenidae quer de Styginidae. Anteriormente, Kobayashi & Hamada (1974) incluíram, com dúvida, *Delgadoa* na subfamília Eobronteinae (divisão subfamiliar não aceite em trabalhos posteriores). Lane & Thomas (1983), Vaněk & Valíček (2001) e Jell & Adrain (2002) incluíram *Delgadoa* na Família Styginidae. Vaněk & Valíček consideraram *Delgadoa* e *Zdicella* sinónimos, porém Lane & Thomas (1983) e Jell & Adrain (2002), incluíram *Zdicella* em Illaenidae. Ocasionalmente, *Delgadoa* foi considerado um illaenídeo (e.g.

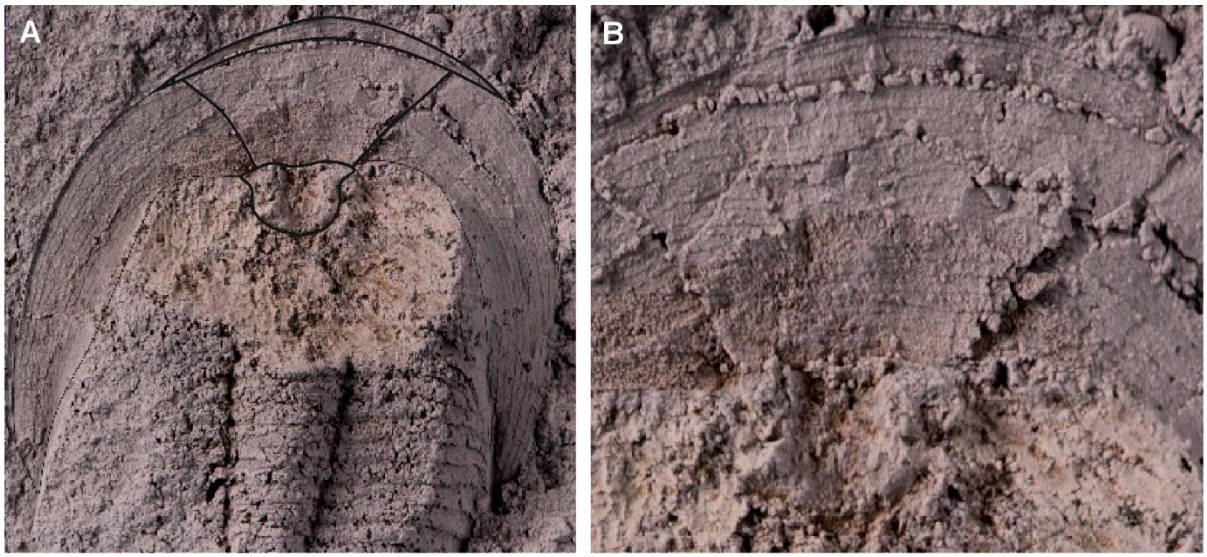


Figura 8.8. Molde externo de estruturas ventrais cefálicas de *Delgadoa loredensis*, evidenciando a ampla dobra cefálica, placa rostral e hipostoma *in situ* (A, linha preta a marcar o contorno da placa rostral, suturas conectivas e hipostoma; B detalhe de A.

Hammann & Leone, 1997). Neste trabalho, *Delgadoa* é atribuída a Illaenidae, em parte pela descoberta já numa fase final do trabalho de um hipostoma de *Delgadoa loredensis* (Fig. 8.8). O hipostoma assemelha-se ao de illaenídeos inequívocos, como *Zetillaenus*. Porém, o controno subtrapezoidal pode representar uma condição primitiva de Illaenina, não significando uma relação próxima entre estes taxa nem invalidando a sua atribuição futura a Styginidae.

A problemática atual e sistemática aqui considerada para Illaenidae e Styginidae foi anteriormente introduzida nas observações do género *Cekovia*. As famílias foram diagnosticadas recentemente, primeiro por Whittington (1997, 1999, 2000) numa série de trabalhos dedicados aos illaenimorfos e suas afinidades. Posteriormente, Holloway (2007) detalhou a composição dos styginídeos, ainda que em sua opinião estes sejam um grupo mais restrito (=Stygininae de Adrain, 2013). Hughes (2010), em trabalho inédito, procurou entender os problemas de convergência gerados pelo apagamento em Illaenina através de uma análise cladística (a qual, porém, inclui muito poucos taxa). Mais recentemente, Adrain (2013) resumiu o estado atual do conhecimento deste grupo.

De entre os caracteres que poderiam justificar a atribuição de *Delgadoa* a Styginidae (e, concretamente, a Stygininae), elencam-se a morfologia geral styginídica, a glabela frontalmente expandida, tubérculo mediano occipital, bordo lateral cefálico amplo, aplanado a ligeiramente côncavo e espinha occipital longa e larga (tr.), dobra cefálica ampla (tr.), placa rostral larga (a largura anterior da placa rostral corresponde a 55% da largura cefálica ao nível do anel occipital e a 240% da largura glabelar posterior), ráquis torácico quase de lados paralelos (diminuindo de largura muito pouco posteriormente), segmentos torácicos bem fulcrados, porção externa das pleuras com faceta larga (tr.), pigídio com ráquis larga, longa (sag., quase metade do comprimento pigidial), com regiões transversais onde a ornamentação é interrompida, sugerindo segmentação obsoleta e sulcos pleurais pigidiais radiais. Porém, todos estes caracteres podem ser facilmente refutados como motivos de atribuição a

Styginidae e utilizados como afins de Illaenidae. A glabela anteriormente expandida é um caracter primitivo dentro de Illaenina, não sendo inédita a sua retenção em fases holaspide de illaenídeos (e.g. *Cekovia*) e não tendo, por isso, qualquer significado na resolução desta problemática. Outros caracteres que poderiam apoiar a atribuição a Illaenidae, como a ausência de sulcos glabelares e ausência de sulco occipital, poderão dever-se a apagamento. O apagamento não deve ser utilizado por si só para separação taxonómica acima da categoria específica, porque poderá causar problemas de homologia (Whittington, 2000, p. 880). A sua utilidade é muito reduzida dado que se desenvolveu amplamente e independentemente em diferentes grupos de Illaenina e em outras trilobites. Relativamente à presença de sulcos pleurais pigidiais, poderá ser um caracter plesiomórfico retido, já que vários meraspides de Illaenidae apresentam estes sulcos (e.g. *Cekovia perplexa*). Se se considerar que *Delgadoa* é uma forma cuja morfologia cefálica apresenta retenção de caracteres primitivos, então será coerente a presença de sulcos pleurais pigidiais neste taxon, um caracter primitivo adicional. Hughes (2010) considerou que a presença de sulcos pleurais pigidiais não deve ser utilizada por si só para diferenciação entre famílias taxonómicas, interpretação já sugerida pela ontogenia de *Cekovia* documentada por Hammann (1992). *Delgadoa* poderá reter caracteres presentes em meraspides de Illaenidae, plesiomórficos, à semelhança de *Faillaena calva* (cuja ontogenia foi detalhadamente documentada por Chatterton & Ludvigsen, 1976). Adicionalmente, a placa rostral, aparentemente com morfologia trapezoidal, sem cantos anterolaterais curvados para fora, sugere afinidade a Illaenidae.

Delgadoa poderá ser um styginídeo com elevado grau de apagamento (como é exemplo o género *Protostygina* Prantl & Přibyl, 1949, ver Holloway, 2007) ou, mais provavelmente, um illaenídeo que reteve um conjunto de caracteres plesiomórficos, corroborado pela estrutura da placa rostral. Porém, o facto de *Delgadoa* apresentar 10 segmentos torácicos poderia sugerir que o pedomorfismo não foi um processo importante, o que dificulta o entendimento da retenção de caracteres primitivos. Com base nos caracteres dorsais e, sobretudo, nos caracteres ventrais, pela semelhança morfológica da placa rostral com a de outros illaenídeos (e.g. *Dysplanus, Platillaenus, Zetillaenus, Vysocania*), com as suturas conectivas não divergentes no contacto com a sutura hipostomal, e a semelhança hipostomal com *Zetillaenus*, optou-se neste trabalho por atribuir *Delgadoa* a Illaenidae.

Relativamente ao género *Zdicella*, há um conjunto de caracteres compartilhados com *Delgadoa* que sustentam uma relação cogenérica: sutura facial, glabela estreita, amplo bordo cefálico continuado em largas pontas genais, sulco de bordo posterior fixigenal, configuração da placa rostral, dez segmentos torácicos, contorno da ráquis pigidial. Porém, outro conjunto de caracteres colocam em dúvida se estes taxa, que à partida estarão relacionados proximamente, serão cogenéricos. Entre estes está o contorno glabelar (glabela longa em forma de corpete em *D. loredensis* e mais curta e de lados paralelos em *Z. zeidleri*; Est. 26, Figs. E-H; Est. 27, Figs. A-E), o contorno pigidial (semicircular em *D. loredensis* e semielíptico em *Z. zeidleri*), ausência de faceta articular em *Z. zeidleri* e ráquis mais curto. A ontogenia de *Z. zeidleri* é conhecida com algum detalhe. Novák (via Bruthansová, 2002, p. 186) terá descrito uma série ontogenética meraspide completa de *Z. zeidleri* em 1876, porém o material ter-se-á perdido. De todas as formas, vários espécimes juvenis completos da espécie

existem atualmente nas coleções clássicas da República Checa. Estes permitem verificar que até estádios grau 5-6, os sulcos dorsais cefálicos são longos, alcançando a região anterior, sendo divergentes no seu terço anterior (Est. 27, Figs. A-C). Porém, nos estádios grau-7 estes sulcos têm já a configuração conhecida dos holaspides da espécie. A presença na mesma formação de outro taxon, "*Alceste latissima"* (*sensu* Šnajdr, 1983b, est. 1, fig. 2), cuja morfologia cefálica é muito semelhante a *Z. zeidleri* mas com sulcos axiais que se prolongam até à margem anterior cefálica mesmo em estádios holaspide, poderá justificar que material meraspide anteriormente atribuído a *Z. zeidleri* seja pertencente a *"A. latissima".* Desta forma, os meraspides com sulcos dorsais longos poderão corresponder a *A. latissima* e não a Z. *zeidleri.* Mesmo entre o material de holaspides atribuído a *Z. zeidleri,* é possível existirem espécimes de *"A. latissima"* que poderiam corresponder a alguns pigídios de contorno mais subcircular, ráquis mais longa (sag.) e com margem interna da dobra pigidial sem expansão medial usualmente atribuídos a *Z. zeidleri* (embora *Z. zeidleri* tenha ráquis mais curta e expansão medial da dobra). Na Formação Králův Dvůr foi ainda definida a espécie *Ogygia sola* Barrande, 1872, com base num único pigídio com sulcos pleurais radiais, mais tarde transferido para *Zdicella* (Marek, 1952). Não é conhecido material adicional desta forma.

Os taxa checos mencionados carecem de revisão. Recentemente foi recolhido muito material adicional destes illaenimorfos da Formação Králův Dvůr que poderá ajudar a estabilizar a sistemática destas espécies, das quais dependerá o estatuto de *Delgadoa* (monospecífico, representado atualmente apenas por *D. loredensis*) e a identidade genérica das espécies "*Illaenus zeidleri"*, "*Alceste latissima"* e "*Ogygia sola"*. Para já, atribuem-se com dúvida as três espécies ao género *Delgadoa.*

Relativamente à validade destes taxa, algumas considerações são necessárias. *Alceste latissima* foi definida (enquanto género e espécie novos) por Hawle & Corda em 1847 com base num meraspis o qual, anos depois, foi identificado por Barrande (1852) como um juvenil de *Octillaenus hisingeri*, espécie com prioridade (definida por Barrande, 1846). Cerca de 140 anos depois, Šnajdr (1983b), revendo o holótipo de "*Alceste latissima"*, considera que é um taxon válido e distinto quer de *O. hisingeri* quer de *Zdicella zeidleri*. Porém, os argumentos de Šnajdr (1983b) são débeis, baseados em critérios exclusivos de espécimes selecionados, sem ponderar efeitos da deformação, com escolha intencional de características que permitissem ir de encontro à conclusão pretendida. A fotografia do holótipo, em vista dorsal, pouco acrescenta ao que já era conhecido. Também Bruthansová (2002, fig. 15d) efetua a fotografia deste espécime na mesma posição, não permitindo nenhuma das imagens observar a região da librigena. Parece existir um lóbulo palpebral e uma ponta librigenal estreita, o que estaria coerente com a interpretação de Barrande (1852) de que este espécime é um juvenil de *O. hisingeri* (interpretação corroborada também pela presença de apenas oito segmentos torácicos, quatro libertados e quatro por libertar). A dúvida expressa por Šnajdr (1983b) quanto à presença de olhos em "*A. latissima"* corrobora a sua provável presença. Com base no CINZ, "*Alceste latissima"* deverá ser considerado primeiro um *nomen nudum* (definido para um espécime pertencente a *O. hisingeri,* espécie pré-existente) e, de todas as formas, mesmo que o não fosse, deverá ser considerado um *nomen oblitum* (durante 105 anos, até Šnajdr, 1957, o seu nome não é mencionado e durante 141 anos, até Šnajdr, 1983b, é

considerado inválido). Qualquer das situações conduz este nome (quer o genérico quer o específico) a uma situação de invalidez. Por este motivo, é listado aqui, com dúvida para o género *Delgadoa*, como *D.?* n. sp. aff. *zeidleri.* A sua manutenção neste trabalho é meramente documental, cabendo a um futuro trabalho de revisão destes taxa o esclarecimento desta situação.

Porém, à problemática anterior junta-se uma coincidência: de facto existe na Formação Králův Dvůr um taxon semelhante a *Z. zeidleri* que se diferencia por glabela longa (sag.) limitada por sulcos dorsais subparalelos que se estendem até à margem anterior glabelar. Além do espécime adicional incluído em "*A. latissima"* e figurado por Šnajdr (1983b, est. 1, fig. 2), novos holaspides conspecíficos do cranídio descrito por Šnajdr (1983b) foram recentemente recolhidos na Formação Králův Dvůr. Haverá assim, de facto, um taxon illaeniforme nestes níveis com glabela estreita e longa mas o uso do nome *Alceste latissima* para este taxon não se justifica.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Katiano) de Portugal e ?República Checa.

***Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947**

(Est. 24, Figs. A-H; Est. 25, Figs. A-I; Est. 26, Figs. A-D; Fig. 8.8)

v*1897 Bronteus choffati*, sp. n. – Delgado, p. 28. (*nomen nudum*)
v*1908 Choffatia loredensis* sp. n. – Delgado, p. 57. (*nomen nudum*)
*v1947 *Delgadoa loredensis* (Delgado) nov. comb. – Thadeu, p. 222-224, est. I, figs. 8-12.
v1985 *Delgadoa loredensis* (Thadeu, 1947) – Young, p. 401-402, pl. 49, fig. 1, 2
1997 Delgadoa loredensis (Delgado, 1897) – Hammann & Leone, p. 92
2002 Delgadoa loredensis (Delgado, 1897) – Bruthansová, p. 186
2003 Delgadoa Thadeau, 1947 *[loredensis]* – Jell & Adrain, p. 365
2011 *Delgadoa loredensis* – Sá *et al*., p. 31, 33.

Lectótipo (eleito neste trabalho). Molde interno e correspondente externo (MG209a e MG209b) de carapaça completa (Est. 24, Figs. A-C, E).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Ka2, Katiano inferior).

Paralectótipos. Cinco carapaças quase completas (moldes internos: MG2782; MG2784; MG2787; MG2788; MG2794-2); 20 carapaças incompletas e/ou desarticuladas (moldes internos: MG4491; MG210a; MG2789; MG2790a; MG2791-1; MG2793a; MG2794-1; MG2794-3a; MG2797-1; MG2797-2; MG2798-1a; MG2798-2; MG2799; MG2800; MG2801-1; MG2801-2; MG2802/moldes externos: MG210b; MG2781; MG2785; MG2790b; MG2792; MG2793b; MG2794-3b; MG2798-1b); três cefalotórax (moldes internos: MG2783; MG2786; MG2796-1a/moldes externos. MG2796-1b); um cranídeo (molde interno: MG2796-2a/molde externo: MG2796-2b); três toracopigídios (moldes internos: MG4492; MG2791-2; MG2795a/molde externo: MG2795b).

Tabela 8.8. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Delgadoa loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco. Legenda das medições na Fig. 8.2 e Tab. 8.2.

Espécimes	CC	CCa	CCp	LC	LCcr	LCg	CP	CPr	LP	LPr	CT	Cto	PLC		PTC		CC/LC		LRR	CRR	CRC	CRP	Crto
MG4491	1,90	0,40	1,00	4,10	-	1,00	-	0,60	-	0,65	-	1,20	0,21	0,53	-	0,24	0,46	-	-	-	-	-	-
MG210	1,90	-	-	-	2,50	0,60	-	0,55	2,30	0,50	-	0,90	-	-	-	-	-	-	0,22	-	-	-	-
MG4492	-	-	-	-	-	-	1,90	0,65	2,80	0,55	-	-	-	-	-	-	-	0,68	0,20	0,34	-	-	-
MG209	1,65	0,35	0,95	3,50	2,45	0,80	1,20	0,60	2,80	0,60	4,50	1,20	0,21	0,58	0,70	0,23	0,47	0,43	0,21	0,50	0,37	0,27	0,27
MG2782	1,40	0,40	0,75	2,60	1,80	0,50	1,30	0,55	2,20	0,40	3,70	1,10	0,29	0,54	0,69	0,19	0,54	0,59	0,18	0,42	0,38	0,35	0,30
MG2781	-	-	-	-	-	-	1,75	0,55	2,20	0,35	-	1,10	-	-	-	-	-	0,80	0,16	0,31	-	-	-
MG2783	-	-	-	3,20	2,10	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	0,66	0,22	-	-	-	-	-	-	-
MG2784	-	-	0,50	-	1,10	0,40	0,80	0,30	1,45	0,30	-	0,60	-	-			-	0,55	0,21	0,38	-	-	-
MG2785	-	-	-	-	-	0,30	-	-	-	-	2,20	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2786	1,50	0,35	0,80	-	1,80	0,60	-	-	-	-	-	-	0,23	0,53	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2787	0,80	0,20	0,45	1,85	0,95	0,25	0,60		1,10	0,15	1,95	0,50	0,25	0,56	0,51	0,14	0,43	0,55	-	-	0,41	0,31	0,26
MG2788	1,00	-	0,50	2,20	1,40	0,40	0,90		1,55	0,25	-	-	-	0,50	0,64	0,18	0,45	0,58	0,16	-	-	-	-
MG2789	1,30	0,20	0,70	-		0,45	-	-	-	-	-	-	0,15	0,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2790	-	-	-	-	-	0,60	-	0,50	2,50	0,50	-	1,05	-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	-
MG2791-1	-	-	-	-	-	-	-		3,20	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	0,19	-	-	-	-
MG2791-2	-	-	-	-	-	-	-	0,80	-	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2792	1,00	0,30	0,70	2,00	1,75	0,40	-	-	-	-	-	0,70	0,30	0,70	0,88	0,20	0,50	-	-	-	-	-	-
MG2793	2,70	-	-	-	-	0,80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2794-1	1,60	0,40	1,20	-	-	0,60	-	0,60	-	0,45	-	1,10	0,25	0,75	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2794-2	1,35	0,40	0,95	2,60	1,80	0,55	-	-	-	-	-	1,10	0,30	0,70	0,69	0,21	0,52	-	-	-	-	-	-
MG2794-3	1,05	0,25	0,80	-	-	0,40	-	-	-	-	-	-	0,24	0,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2795	-	-	-	-	-	-	1,90	0,60	-	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,32	-	-	-
MG2796-1	-	-	-	-	-	0,23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2796-2	-	-	-	-	-	0,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2797-1	1,00	0,20	0,50	2,00	0,80	-	-	-	-	-	-	-	0,20	0,50	0,40	-	0,50	-	-	-	-	-	-
MG2797-2	0,90	-	-	-	-	0,30	1,00	0,40	1,60	0,25	2,50	0,70	-	-	-	-	-	0,63	0,16	0,40	0,36	0,40	0,28
MG2798-1	-	-	-	3,90	2,35	0,85	1,50	0,65	2,90	0,60	-	-	-	-	0,60	0,22	-	0,52	0,21	0,43	-	-	-
MG2798-2	1,10	-	-	-	-	0,60	-	-	-	-	-	1,30	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2799	1,25	-	-	-	-	0,55	-	-	2,30	0,45	-		-	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	-
MG2800	1,05	-	-	-	-	0,45	-	-	-	0,30	-	0,70	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2801-1	-	-	-	-	-	0,20	-	-	-	-	0,85	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG2801-2	0,80	-	-	-	-	0,25	-	-	-	-	1,65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,48	-	-
MG2802	1,60	-	-	-	-	-	1,70	0,60	-	0,50	4,70	1,30	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,34	0,36	0,28

Ocorrência. Apenas localidade-tipo.

Diagnose. A mesma do género, excetuando o comprimento glabelar, que em *D. loredensis* ocupa 55-60% do comprimento sagital cefálico e as áreas pleurais pigidiais, que apresentam seis sulcos pleurais radiais que não alcançam o bordo).

Descrição. Forma ligeiramente micropígica. Contorno cefálico semicircular (excluindo as pontas genais). Cefalão mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do bordo posterior, a qual representa cerca de 210% do comprimento sagital cefálico. A glabela, não sulcada anteriormente, tem, até onde se acompanham os seus limites, uma forma de corpete, representando cerca de 22% da largura cefálica total (medida no seu limite posterior). A glabela está inflada, embora seja pouco convexa, permitindo por vezes a sua definição anteriormente e diferenciação da área pré-glabelar/bordo anterior aplanada/o. Em vista lateral, a glabela quase não sobressai da área genal, declinando sempre em direção anterior, praticamente desde o bordo posterior até à margem frontal. Área pré-glabelar plana, representando cerca de 23% do comprimento cefálico total.

Em vista frontal, o cefalão tem um contorno subhorizontal, com a glabela levemente convexa, bem diferenciada das áreas genais pelos sulcos dorsais profundos, mas praticamente posicionada à mesma altura que estas. Os limites laterais da glabela estão definidos por sulcos dorsais bem marcados, moderadamente profundos e amplos (tr.), que se acompanham até cerca de 57% do comprimento cefálico total, perdendo total definição anteriormente. Mantêm-se igualmente marcados ao longo de todo o seu percurso. O seu traçado é convergente até cerca de 18% do comprimento cefálico sagital, onde apresenta cerca de 75% da largura glabelar posterior, divergindo anteriormente. A largura glabelar posterior e a largura glabelar medida ao nível do limite anterior dos sulcos dorsais é aproximadamente igual. O ponto de mudança convergência/divergência dos sulcos dorsais é suave, não desenvolvendo vértice. A porção divergente é mais comprida que a convergente. No seu limite anterior, os sulcos dorsais parecem curvar-se abaxialmente, contornando as fixigenas com orientação transversal (e.g. MG2793; Est. 25, Fig. C). Em outros espécimes (e.g. MG209, Est. 24, Fig. A), o ténue sulco/mudança de declive que limita anteriormente as áreas genais interseta os sulcos dorsais na região onde estes deixam de estar definidos. Num espécime (MG2796-1; Est. 25, Fig. I), que poderá corresponder a um estádio meraspide, os sulcos dorsais continuam anteriormente, divergindo até cerca de 150% da largura posterior glabelar. A superfície glabelar é lisa e desprovida de quaisquer sulcos glabelares. Sulco occipital ausente; anel occipital eventualmente definido, por subtil convexidade (sag.), com um tubérculo medial subcircular proeminente. A sua localização corresponde ao ponto mais elevado da glabela em vista lateral e frontal. O tubérculo está bem definido, sobretudo em espécimes de pequenas dimensões, pelas suas dimensões relativas.

Padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,70-0,21 (cranídio-glabela). Fixigena subquadrangular a trapezoidal, inflada, grande (mais larga que a glabela), com cerca de 53% da largura cefálica máxima, medida ao nível do ponto δ. O sulco de bordo posterior tem traçado sigmoidal. Olhos ausentes. Sutura facial opistopária, arredondada lateralmente. A sutura facial interseta o bordo posterior com uma orientação já próxima da transversal (ω), divergindo em arco em direção anterior para rapidamente convergir e adquirir um traçado com orientação quase sagital e que se vai tornando progressiva e anteriormente quase paralela ao bordo lateral cefálico, até o intersetar a cerca de 55% do comprimento cefálico (α) com um ângulo muito pequeno. Librigena estreita (apresenta um terço da largura glabelar ao nível do bordo posterior), "fundida" com um amplo bordo cefálico aplanado a ligeiramente côncavo, que se prolonga em pontas genais compridas e largas que podem alcançar o limite anterior do pigídio. As pontas genais apresentam máxima largura ao nível do bordo posterior cefálico, diminuindo progressivamente em direção posterior e terminando pontiagudas.

O molde da superfície dorsal está normalmente esfoliado pelo contorno interno da dobra cefálica. Esta ocupa cerca de 40% do comprimento cefálico (sag.) e está ornamentada por cerca de 15 cristas em socalco. As cristas são paralelas entre si e ao bordo e apresentam um espaçamento praticamente constante. A placa rostral é trapezoidal, larga tr. (a largura anterior da placa rostral corresponde a 55% da largura cefálica ao nível do anel occipital e a 240% da largura glabelar posterior) e está ornamentada por cristas em socalco com um espaçamento menor entre si do que as da dobra cefálica, contando-se cerca de 20. Suturas conetivas

subretilíneas, orientadas a cerca de 40º da linha sagital cefálica. Superfície cefálica ornamentada por um denso picotado fino.

Hipostoma em forma de U, com asas anteriores subtriangulares e corpo médio amplo, limitando um estreito bordo hipostomal; na metade anterior sofre um ligeiro estrangulamento (pseudo-ombros?), após o qual as asas divergentes terminam contra a sutura hipostomal.

Tórax com 10 segmentos. Apresenta cerca de 28% do comprimento total da carapaça em posição relaxada (não enrolada). Tem cerca de 80% da largura cefálica máxima e é subretangular, mantendo a largura ao longo de toda a sua extensão. A ráquis, convexa transversalmente (eleva-se um pouco acima das pleuras torácicas), diminui ligeiramente de largura em sentido posterior, ocupando na margem anterior do tórax cerca de 27% da sua largura total (largura relativa do primeiro anel torácico) e cerca de 20% na margem posterior. A sua largura máxima (cerca de 29% da largura torácica) situa-se ao nível do terceiro segmento, diminuindo gradualmente em direção posterior. Os sulcos dorsais são mais profundos que os cefálicos, muito bem definidos, tendo um traçado ligeiramente côncavo/arqueado em relação ao eixo sagital da carapaça. No contacto entre os anéis torácicos e as pleuras existem apódemas que se apresentam como pequenas cavidades circulares nos moldes internos (processos articulares, Est. 25, Fig. D). As pleuras torácicas aumentam muito subtilmente a sua largura (tr.) nos segmentos mais posteriores, compensando a diminuição da dos anéis raquidiais, de forma a manter a largura total torácica aproximadamente constante. Anéis torácicos lisos, subretangulares (mantêm o seu comprimento, exsag., ao longo de toda a sua largura), sem crista ventral. Pleuras fulcradas, com comprimento (exsag.) igual ao dos anéis torácicos. Os extremos distais das pleuras são truncados. O fulcrum está moderadamente marcado e situa-se a cerca de 50% da largura total da pleura no primeiro segmento, deslocando-se lentamente em direção abaxial até ao último segmento. A parte interna da pleura é horizontal, não tem sulco pleural e o seu contorno é subretangular. Porção externa da pleura lisa, retilínea, plana e com almpla (tr.) faceta articular que ocupa grande parte da largura desta porção. As pontas genais sobrepõem-se à porção externa das pleuras dos segmentos torácicos, cobrindo totalmente esta parte dos primeiros segmentos e deixando somente os últimos dois-três segmentos totalmente visíveis. Os meso-aneis articulares dos anéis torácicos estão ornamentados por cinco a seis cristas em socalco transversais, paralelas entre si e ao bordo anterior e posterior dos anéis torácicos, um pouco sinuosas. Cristas em socalco com a mesma configuração estão presentes na faceta articular das pleuras torácicas. A superfície torácica é suavemente picotada, à semelhança do pigídio e cefalão, estando a ornamentação ausente apenas nos sulcos dorsais, facetas articulares e meso-anéis raquidiais. Dobra pleural estende-se pelo menos até ao fulcrum.

Pigídio de contorno semicircular, mais largo que comprido (comprimento corresponde a cerca de 47% da largura) e com convexidade semelhante à do cefalão. Em vista lateral, eleva-se até cerca de 25% do seu comprimento total, decaindo suavemente em sentido posterior. Ráquis subtrapezoidal a subtriangular, convexa (tr.), com 20% da largura pigidial no bordo anterior e ocupando entre 40 a 45% do comprimento total pigidial. Está limitada por sulcos dorsais de traçado convexo (em relação à linha sagital da carapaça), que perdem definição em sentido posterior. O limite anterior da ráquis não está sulcado, diferenciando-se pela mudança de

convexidade. Raros espécimes parecem apresentar segmentação anterior da ráquis (sulcos muito superficiais definindo um a dois anéis muito curtos, sag.). Em vista lateral, a ráquis pigidial, em continuidade com a do tórax, sobressai das áreas pleurais do pigídio, perdendo total definição e convexidade após o final dos sulcos dorsais. Distinguem-se um total de seis sulcos pleurais de disposição radial, muito ténues, que se iniciam quase no contacto com a ráquis e se prolongam até à região do limite interno da dobra pigidial (cerca de 60% do comprimento e 70% da largura pigidiais). Os cantos antero-laterais apresentam uma faceta muito ampla (tr.). Dobra pigidial com limite interno subparalelo ao bordo pigidial na porção central e ligeiramente oblíquo lateralmente, ocupando cerca de 40% do comprimento e 70% da largura pigidiais. Contam-se cerca de 18 cristas em socalco, contínuas, paralelas entre si e ao limite interno da dobra (pelo que lateralmente intersetam o bordo pigidial já próximo dos cantos anterolaterais). O espaçamento diminui um pouco em direção à zona interna da dobra (de cerca de 0,5 mm para 0,3 mm) e próximo dos cantos antero-laterais surgem algumas cristas adicionais entre as cristas principais contínuas. Nestes cantos, as cristas curvam em sentido abaxial. A superfície pigidial está ornamentada com picotado similar ao do cefalão e tórax.

Observações. Considerações relativas à posição sistemática de *Delgadoa loredensis*, taxa proximamente relacionados e diferenças com outras espécies tentativamente incluídas no género foram anteriormente efetuadas nas observações do género. Um único espécime (MG2796-1, Est. 25, Fig. I) poderá corresponder a um estádio meraspid (ainda que, pelas dimensões, talvez corresponda a um holaspis jovem). Este apresenta os sulcos dorsais muito divergentes na zona anterior do cefalão, continuando além das infladas áreas genais. Não se verificaram outras variações ontogenéticas, sendo que as relações entre as principais medidas se mantêm aproximadamente constantes desde os espécimes mais pequenos aos de maiores dimensões. A razão mais constante/menos afetada pela deformação é a largura relativa da ráquis pigidial (LRR - cerca de 20%).

História do estudo. Todo o material existente de *Delgadoa loredensis* foi recolhido na campanha de outubro de 1871 efetuada na Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2). Nas jazidas lateralmente próximas não foi encontrado nenhum espécime adicional e durante o presente trabalho também não foi recohido nenhum fragmento atribuível à espécie. No primeiro trabalho que incluiu os espécimes de *Delgadoa loredensis*, Delgado (1897) atribui-os ao género *Bronteus*, considerando-os uma espécie nova que designou *Bronteus choffati*. Posteriormente, estabeleceu um novo género para os incluir, *Choffatia*, renomeando a sua nova espécie como *Choffatia loredensis* (o epíteto específico é eleito em consideração à pequena povoação de Louredo, Buçaco, de onde provêm os espécimes). À data, *Choffatia* era já um género de plantas, definido por Saporta (1894) e também um género de amonite (Siemiradzki, 1898). Segundo o ICZN, o facto de determinado nome ser considerado um género válido de plantas segundo o Código Internacional de Nomenclatura Botânica, não invalida a sua utilização como género de animais. Porém, o nome estava também já pré-ocupado no Reino Animal. O autor não descreveu nem figurou qualquer material, listando apenas o seu nome, pelo que *Bronteus choffati* e *Choffatia loredensis* são considerados *nomina nuda*. O espécime MG209 (Est. 24, Fig. A-C, E) tem a indicação de ter sido

desenhado por Luiz Couceiro (exemplar desenhado número 12), certamente com a intenção de se incluir a figura numa monografia que Nery Delgado teria em mente e não chegou a executar. Por este motivo, e porque o espécime preserva os caracteres diagnósticos da espécie e foi figurado por Thadeu (1947, est. I, fig. 8), é aqui eleito como lectótipo. Posteriormente Thadeu (1947) reviu os exemplares da coleção de Nery Delgado. O autor supôs que, o facto de o nome ser utilizado como género de plantas, o invalidasse para uso. Ainda que o motivo não tenha sido o correto, *Choffatia* Siemiradzki, 1898 sim invalidaria o seu uso, pelo que o estabelecimento de um novo género era necessário. Thadeu (1947) estabeleceu assim o novo género *Delgadoa*, descreveu e figurou os espécimes da coleção de Nery Delgado e manteve o epíteto específico eleito por Delgado (1908) para definir a nova espécie do género – *Delgadoa loredensis*. Young (1985) refigurou os exemplares estudados por Thadeu.

Família **STYGINIDAE** Vodges, 1890

? Género **"*Bumastus*"** Murchison, 1839

(*sensu* Hammann, 1992, p. 80)

Observações. Hammann (1992, pp. 80-83) descreveu um taxon ("*Bumastus"* aff. *commodus*) proveniente da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior de Espanha, que atribuiu a *"Bumastus"* no sentido lato, uma vez que, à semelhança de outros bumastíneos, a ausência de revisão do grupo resulta na não existência de géneros formalizados que satisfaçam a atribuição de várias espécies conhecidas para o grupo. O material agora considerado conspecífico do taxon espanhol está representado por apenas três pigídios, deformados, razão pela qual se optou por manter a classificação de Hammann (1992), uma vez que o material existente não permite melhorar a atribuição efetuada por aquele autor.

Dado que a atribuição genérica aqui efetuada é temporária, não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica.

"*Bumastus*" aff. *commodus* Apollonov, 1980

(Est. 27, Figs. I-J)

v1992 *"Bumastus"* aff. *commodus* Apollonov 1980 – Hammann, pp. 81-82, texto-fig. 23, est. 16, figs. 1-9

v2015 "Bumastus" aff. *commodus* – Colmenar *et al.*, p. 21

Material. Três pigídios (moldes internos: MG3271; MG30579; MG30586).

Ocorrência. Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1), Portugal.

Descrição e observações. Os três pigídios, embora muito deformados, coincidem com a descrição de *"Bumastus"* aff. *commodus* da Formação Caliza de Cistoideos (Hammann, 1992, pp. 81-82, est. 16, figs. 1-9) de Espanha, com contorno semelhante, ráquis muito larga (tr.), definida apenas na margem anterior pigidial, com facetas articulares definidas, de limite

posterior subparalelo a um sulco oblíquo estreito (tr.) direcionado abaxialmente. *"Bumastus"* aff. *commodus* constitui-se assim como um outro taxon em comum entre o Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa e a Formação Caliza de Cistoideos, unidades que se consideram coetâneas.

Subfamília **PHILLIPSINELLINAE** Whittington, 1950

Género ***Phillipsinella*** Novák, 1885

(= *Phillipsella* Oehlert, 1886)

Espécie-tipo. *Phacops parabola* Barrande,1846 (=*Phillipsinella parabola*) da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Bruton (1976).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Phillipsinella aquilonia Ingham, 1970; Formação Cautley Mudstone, Katiano superior (Ka3-4; Cautleyano-Rawtheyano da escala regional britânica);

P. borealis Kummerow, 1927; bloco errático (parte inferior do calcário vermelho de orthocerídeos – "unterer roter Orthocerenkalk"), Dapingiano? (andar Kunda, segundo Basse, 2009), Alemanha;

P. fornebuensis Bruton, 1976; topo da Formação Arnestad, base do Katiano (Ka1, andar Keila da escala regional báltica), Oslo, Noruega;

P. hibernica Dean, 1974; da Formação Chair of Kildare Limestone, Hirnantiano (Série Ashgill da escala cronostratigráfica regional britânica), Irlanda;

P. matutina Dean, 1973; membro Sobova Limestone, Formação Sobova, Dapingiano/Darriwiliano, Turquia;

P. preclara Bruton, 1976; Membro Høgberg da Formação Solvang, Katiano inferior (Ka2 – andar Rakvere da escala regional báltica), Frognøya, Ringerike, Noruega; também no Katiano superior (Ka3-4, topo do andar regional Pusgilliano da escala britânica), Cross Fell Inlier, Cumbria, Inglaterra;

P. sinica Chen *in* Li *et al*., 1975; Formação Pagoda, Sandbiano?/Katiano, Shaanxi, China;

P. tangtouensis Lu & Zhou, 1981; Formação Tangtou, Katiano superior, Lunshan, Juyong, Jiangsu, China. (?= *P. hubeiensis* Xiang & Zhou, 1987, Katiano superior, Hubei, China)

Outras referências ao género. Reed (1896) mencionou a presença de *Phillipsinella parabola* na Formação Keysley Limestone, mas não figurou o material, atualmente atribuído a *P. hibernica* (Dean, 1974; Owen & Ingham *in* Harper & Owen, 1996). Lespérance (1968; 1974; 1988) identificou *P. parabola* no Membro Côte de la Surprise da Formação White Head, Hirnantiano de Québec, Canadá. No entanto, o material nunca foi figurado e/ou descrito

(admitido pelo autor como muito mal preservado), pelo que não foi possível verificar esta atribuição específica. Appolonov (1974, p. 44, est. 9) e Abdullaev (1972, p. 113, pl. 45, figs. 4-9) atribuíram a *P. parabola* espécimes do Katiano?/Hirnantiano do Cazaquistão e de Bukantau (Uzbequistão), respetivamente. No entanto, ambas as ocorrências são distintas de *P. parabola*, espécie à qual foram atribuídas, e carecem por isso de revisão. Ji (1986) identificou *Phillipsinella* cf. *parabola* (s.l.) na Formação Linhsiang do Katiano superior da China. No entanto, não figurou nem descreveu o material. Bruton (1976) diferenciou *Phillipsinella* sp. indet. A (op. cit., est. 108, figs. 7,10-11) do Darriwiliano superior (andar regional Uhaku da escala cronostratigráfica báltica), Öland, Suécia e ainda *Phillipsinella* sp. indet. B (op. cit., est. 105, fig. 7), do Katiano da Suécia. Lespérance & Sheehan (1987) identificaram *Phillipsinella* sp. na Formação Fosses do Katiano superior da Bélgica. Hammann (1992) descreveu *Phillipsinella* sp. da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior de Espanha, mas, como o autor considerou, o material (um único cranídio) é demasiado fragmentário e a preservação não permite outras considerações. As dimensões da glabela (1,5 mm sagitais) poderão indicar tratar-se de um juvenil (meraspis), o que justificaria a ornamentação mais grosseira descrita pelo autor. Owen & Ingham *in* Harper & Owen (1996) mencionaram a presença de *Phillipsinella* no Sandbiano (Caradoc da escala regional britânica) no Membro Cymerig Limestone da Formação Gelli Grîn em Bala, Inglaterra. Resumem ainda as ocorrências do género no Reino Unido (que classificam na totalidade como *P. parabola aquilonia*, neste trabalho considerada *P. aquilonia*): Formação Cautley Mudstone (Cumbria), Membros Applethwaite e Torver da Formação Kirkley Bank (Lake District), Formação Sholeshook Limestone (sul de Gales), Formação Rhiwlas Limestone e Formação Crugan Mudstone (norte de Gales) e Grupo Upper Drummuck (Girvan). No trabalho agora apresentado considera-se que existirá mais que uma espécie de *Phillipsinella* entre o diverso material britânico do género. Yin *et al.* (2000, fig. 5q, r, u) identificaram *Phillipsinella* sp. na Formação Pagoda do Katiano inferior da China, que consideraram distinta de *P. tangtouensis* e *P. sinica*. A insatisfatória documentação de *P. sinica* proveniente da Formação Pagoda poderá justificar a opinião de Yin *et al.* (2000) e *Phillipsinella* sp. ser conspecífica desta espécie. Zhou & Zhou (2008) indicam que o género *Phillipsinella* está presente ao longo de todo o Katiano da China (Chen *in* Li *et al.*, 1975; Lu & Zhou, 1981; Zhou *et al.*, 1982; Xiang & Zhou, 1987; Xiang & Ji, 1988; Tripp *et al.*, 1989; Zhao *et al.*, 1997; Yin *et al.*, 2000). Holloway (2007) sugeriu que *Kirkdomina* Tripp, 1962, do Darriwiliano superior da Escócia, apresenta bastante afinidade com *Phillipsinella* e poderá ser um sinónimo júnior deste género.

Observações. Bruton (1976) diferenciou dois morfogrupos de espécies do género *Phillipsinella*: grupo de *P. matutina* e grupo de *P. parabola s.l.* No primeiro grupo incluiu *P. borealis* do Dapingiano da Alemanha, *P. matutina*, do Ordovícico Médio da Turquia, *P. fornebuensis* e *P. preclara*, ambas do Katiano da Noruega, e *P. hibernica*, do Hirnantiano da Irlanda (segundo Owen & Ingham *in* Harper & Owen, 1996, também da Formação Keisley Limestone, Inglaterra). Além destas espécies definidas, Bruton (1976) atribuiu a este grupo vários registos do género, nomeadamente *Phillipsinella* sp. indet. A (Bruton, 1976, est. 108, fig. 11), do Darriwiliano superior da Suécia e *Phillipsinella* sp. (identificada anteriormente como *P. parabola*) do horizonte Chokpar Katiano?/Hirnantiano do Casaquistão (Appolonov,

1974, p. 44, est. 9) e do Uzbequistão (Abdullaev, 1972, p. 113, est. 45, figs. 4-9). No segundo grupo incluiu *P. parabola* do Katiano superior da República Checa (Est. 30, Figs. G-L), *P.* cf. *parabola* da Formação Jonstorp, Katiano superior da Suécia, *P. "parabola"* de Inglaterra, Irlanda, Polónia e Suécia (Whittington, 1950, 1963, 1966; Kielan, 1960; Ingham, 1970, 1977; McNamara, 1979; Price, 1980, 1981; Owen & Romano, 2011) e *Phillipsinella* sp. indet. B, do Katiano da Suécia (Bruton, 1976). A principal característica distintiva entre ambos os grupos é o contorno glabelar, com o grupo de *P. matutina* caracterizado por uma glabela mais longa, definida por sulcos dorsais menos divergentes para diante do "estrangulamento glabelar", sendo este menos marcado e situado mais anteriormente, parte posterior da glabela definida por sulcos dorsais sub-paralelos e lóbulo frontal glabelar mais suavemente arredondado. Por seu lado, o grupo de *P. parabola s.l.* é caracterizado por uma glabela com lóbulo frontal glabelar mais alargado, glabela definida por sulcos dorsais mais divergentes em sentido anterior, com um estrangulamento glabelar mais marcado e situado mais posteriormente, e alargamento glabelar na sua porção posterior até ao contacto com o anel occipital. Tripp *et al.* (1989) consideraram que *P. tangtouensis* se enquadra no grupo de *P. matutina*. No entanto, no presente trabalho considera-se que as imagens figuradas por Lu & Zhou (1981; est. 15, est. 3, figs. 5-6) e por Tripp *et al.* (1989, fig. 9b) aproximam mais os espécimes chineses atribuídos a *P. tangtouensis* do grupo de *P. parabola s.l.*, com um estreitamente glabelar mais marcado e sulcos dorsais mais divergentes anteriormente. Esta foi também a opinião de Lu & Zhou (1981), quer relativamente a *P. tangtouensis* quer a *P. sinica*. Tripp *et al.* (1989) basearam-se sobretudo no caracter de ponto de máxima elevação em vista lateral glabelar (referido por Bruton, 1976 como "*pinched in*"). Tal caracter deverá ser evitado, sobretudo quando comparado com a relação transversal com os lóbulos palpebrais, dado que estes são mais pequenos e estão posicionados mais posteriormente (como em *P. tangtouensis*), sendo a relação deste ponto de elevação glabelar diferente em termos relativos àquelas estruturas, mas podendo ter uma posição semelhante relativamente ao comprimento (sag.) total glabelar. Yin *et al.* (2000) consideraram *Phillipsinella* sp. da Formação Pagoda da China um termo intermédio entre os dois grupos de espécies definidos por Bruton (1976), baseando-se também no caracter de elevação lateral glabelar. No entanto, o material figurado por Yin *et al.* (2000) apresenta-se morfologicamente mais próximo do grupo de *P. matutina*, sendo o seu perfil glabelar semelhante ao de *P. fornebuensis*. Tripp *et al.* (1989) chamaram a atenção para a similaridade entre a associação de trilobites da Formação Tangtou do Katiano superior da China e da "Zona *Staurocephalus clavifrons*" da Polónia, considerando que a semelhança é ainda mais incrível dado que os níveis chineses são significativamente mais antigos. No entanto, hoje considera-se que a idade de ambos os níveis é Katiano superior. Adicionalmente, no Katiano superior as associações de trilobites são já bastante cosmopolitas a nível global, com poucos traços do forte endemismo que caracterizou as associações durante o Sandbiano e parte do Katiano. *Phillipsinella hubeiensis* do Katiano superior da China é sinonimizada com dúvida com *P. tangtouensis.* Após o estabelecimento da espécie, não foi mais citada, nem mesmo pelos seus seus autores (e.g. Tripp *et al.*, 1989; Yin *et al.*, 2000) aquando da discussão de novas ocorrências do género no Ordovícico Superior da China e da comparação com as espécies já definidas. A análise da descrição, discussão e única figura de *P. hubeiensis* (Xiang & Zhou, 1987: 322, est. 36, fig. 8) não justificará a separação entre *P. hubeiensis* e *P. tangtouensis*, ambas da mesma idade (Katiano superior). Adicionalmente,

Xiang & Zhou (1987) também não efetuaram qualquer distinção e/ou comentário relativo à espécie *P. tangtouensis* aquando do estabelecimento de *P. hubeiensis*, pelo que possivelmente algum equívoco terá gerado a formalização de um sinónimo júnior. Por último, não tendo sido possível obter a publicação de Chen *in* Li *et al.* (1975) não foi possível confirmar qual a morfologia de *P. sinica* e relação com o material da mesma formação descrito como *Phillipsinella* sp. por Yin *et al.* (2000).

Bruton (1976) considerou que o material proveniente de Cumbria (Inglaterra) e atribuído por Ingham (1970) a "*P. parabola aquilonia"* deveria ser classificado como *P. preclara*. O cranídio figurado (Ingham, 1970; est. 105, fig. 9) parece apresentar um estrangulamento glabelar mais marcado que *P. preclara* e uma porção posterior glabelar alargada posteriormente (e não definida por sulcos subparalelos como *P. preclara*). Bruton (1976) considerou o padrão de cristas elevadas semelhante como mais um argumento da conspecificidade do material. No entanto a revisão das espécies definidas e o material atualmente descrito para o género denota que o padrão é muito semelhante e/ou mesmo indistinguível para o género. Relativamente a *P. hibernica,* Bruton (1976) considerou que o caracter utilizado por Dean (1974) para diferenciar a subespécie (número de anéis raquidiais pigidiais) não é fidedigno porque este caracter varia entre espécimes, no que concerne aos anéis raquidiais mais posteriores. De todas as formas, o material-tipo é distinto de *P. parabola* (Est. 30, Figs. G-L) e das restantes espécies definidas para o género, apresentando uma porção posterior glabelar particularmente comprida (sag.), sendo o taxon formalizado por Dean (1974) aqui considerado válido e de categoria específica. Por outro lado, a segmentação da ráquis pigidial de *P. hibernica* parece não ser apenas um artefacto preservacional, podendo constituir uma diferença adicional e diagnóstica desta espécie. Relativamente à subespécie *Phillipsinella parabola aquilonia* Ingham, 1970 é aqui considerada de categoria específica. Ingham (1970) considerou que a subespécie *P. parabola aquilonia* se distingue de *P. parabola* pela presença de lóbulos palpebrais maiores do que os do material checo e polaco atribuído à espécie-tipo. Shaw (2000) e Owen & Romano (2011) discutiram brevemente estas diferenças, admitindo os últimos autores que, se o material-tipo apresentar lóbulos oculares de igual dimensão à subespécie de Ingham (1970), deve ser considerado conspecífico. Shaw (2000), por sua vez, considerou que nenhum espécime checo de *P. parabola* apresenta os lóbulos palpebrais bem preservados. No entanto, parte do material-tipo de *P. parabola* da República Checa observado durante o presente trabalho apresenta claramente esta estrutura preservada, não se observando as diferenças dimensionais calculadas por Ingham (1970, texto-fig. 12). A observação do material britânico do Katiano superior de *Phillipsinella,* atualmente classificado na sua totalidade como *P. parabola aquilonia* (Owen & Ingham *in* Harper & Owen, 1996) parece indiciar a existência de pelo menos duas espécies distintas (e.g., comparar Whittington, 1966, est. 25, fig. 6 e Ingham, 1970, est. 5, figs.13, 15, 16). Esta possibilidade foi também assinalada por Bruton (1976: 711) que considerou o material de Cumbria distinto de *P. aquilonia.* O material britânico necessita, por isso, de revisão. O material polaco atribuído a *P. parabola* e descrito por Kielan (1960), apresenta efetivamente lóbulos palpebrais mais pequenos que os espécimes checos. Por tal razão considera-se neste trabalho que o material báltico deverá constituir uma nova espécie de *Phillipsinella*, sendo aqui classificado como *P.* aff. *parabola.*

Relativamente às ocorrências de *Phillipsinella* no Ordovícico Superior da China, seria importante uma revisão dos espécimes conhecidos de modo a poder estabilizar a sua taxonomia e devida comparação entre o material chinês e europeu.

Dean (1974, est. 44, figs. 2, 12) descreveu um hipostoma que pelas dimensões e padrão de ornamentação atribuiu a *P. hibernica*. Aquele difere significativamente das reconstruções desta estrutura efetuadas por Whittington (1950, fig. 8) e Kielan (1960, fig. 19) e do hipostoma de *P. aquilonia* figurado por Ingham (1970, est. 5, figs. 14, 17). Durante a pesquisa de espécimes efetuada para o presente trabalho, procurou-se especificamente esta estrutura, mas não foi possível identificar nenhum fragmento. As reduzidas dimensões poderão não só dificultar a sua preservação e observação como, adicionalmente, estes escleritos poderão ter sido acumulados numa zona diferente da dos cefalões e pigídios, dado a diferente resposta ao hidrodinamismo.

Além do exposto, entende-se neste trabalho ser importante referir três variações ontogenéticas verificadas no género *Phillipsinella*. Bruton (1976) indicou que espécimes de maiores dimensões de *P. preclara* apresentam o lóbulo frontal glabelar especialmente arredondado. Também em *P. hibernica* (comparar Dean, 1974, est. 29, fig. 1 e figs. 4,10 e 13) esta tendência parece verificar-se, com um cranídio juvenil apresentando lóbulo frontal glabelar de contorno menos arredondado que os espécimes de maiores dimensões. No entanto, no material português o cranídio mais pequeno observado parece apresentar um contorno mais arredondado que os de maiores dimensões. A nível estratigráfico, as espécies mais antigas apresentam, regra geral, lóbulos mais arredondados, sendo que apenas no Katiano surgem formas com lóbulos frontais mais alargados e angulosos. Outra das variações ontogenéticas documentadas é o comprimento relativo dos lóbulos palpebrais. Ingham (1970: 38; texto-fig. 12) assinalou uma relativa diminuição dos lóbulos palpebrais com o aumento do tamanho dos espécimes, no material britânico de *Phillipsinella*. Também em *P. parabola* da República Checa, o comprimento relativo desta estrutura parece variar, motivo pelo qual Shaw (2000: 378) advertiu cuidado na análise deste carater. É, no entanto, possível distinguir grupos de espécimes nos quais se verificam diferenças significativas no tamanho desta estrutura, com *P.* aff. *parabola* da Polónia e *P. tangtouensis* a apresentarem lóbulos palpebrais consideravelmente mais curtos (sag.) do que a espécie-tipo. Por último, a observação de cranídios representantes de diferentes estados ontogenéticos de *P. lusitanica* n. sp. parece indicar um progressivo aumento da razão largura máxima/comprimento sagital glabelar. Esta tendência parece verificar-se também em *P. hibernica*.

Relativamente à posição taxonómica de Phillipsinellinae, o grupo foi desde a sua proposta considerado uma família independente, atribuída à subordem Illaenina, com bastante afinidade com Styginidae. Bruton (1976: 704) elencou os caracteres que unem ambos os grupos. O conhecimento atual sugere que os phillipsinellíneos deverão constituir uma subfamília de Styginidae (Adrain, 2013), proposta seguida neste trabalho.

***Phillipsinella lusitanica* n. sp.**

(Est. 28, Figs. A-K; Est. 29, Figs. A-P; Est. 30, Figs. A-F)

v *1897 Phillipsia parabola,* Barr. – Delgado, p. 28
v *1908 Phillipsia parabola* Barr. – Delgado, p. 38, 57
v 1985 *Phillipsinella* sp. indet. – Young, p. 409-410, est. 52, figs. 8-9
1988 rare trilobites – Young, p. 385
2007 Phillipsonela parabola – Soares *et al.*, p. 15
2011 Phillipsinella – Sá *et al.*, p. 32

Etimologia. Diz respeito à Lusitânia, nome antigo atribuído ao território oeste da península Ibérica que inclui grande parte do atual território português.

Holótipo. Molde interno de carapaça incompleta (MG189-1-1; Est.28, Figs. A-D).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida JOR-PSA-C2, Palheiros, Penacova; topo da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano.

Paratipos. Vinte e sete cranídios (moldes internos: MG189-1-2; MG189-2a; MG189-3; MG189-4-1; MG189-4-2; MG189-7a-1; MG189-7a-2; MG189-7a-3; MG189-8-3; MG189-8-4; MG189-14; MG189-15-1; MG189-16-2; MG189-17-2; MG189-21-2; MG189-22-5; MG189-24; MG189-25; MG189-26-1; MG189-26-2; MG189-26-3; MG189-27; MG189-28/moldes externos: MG189-2b; MG189-5-1; MG189-5-2; MG189-7b-1; MG189-7b-2; MG189-7b-3; MG189-10; MG189-11); seis librigenas (moldes internos: MG189-5-4; MG189-7a-4; MG189-19-1; MG189-20-5/moldes externos: MG189-5-5; MG189-16-1); vinte e cinco pigídios (moldes internos: MG189-5-3; MG189-6; MG189-4-3; MG189-4-4; MG189-8-1; MG189-8-2; MG189-9; MG189-12; MG189-13; MG189-15-2; MG189-17-1; MG189-19-2; MG189-20-1; MG189-20-2; MG189-20-3; MG189-20-4; MG189-21; MG189-22-1; MG189-22-2; MG189-22-3; MG189-22-4; MG189-23; MG189-20-2; MG189-29/molde externo: MG189-22-6).

Alguns pigídios parecem preservados sob a forma de permineralização, com preservação da concha, maioritariamente esfoliada (e.g. MG189-20).

Ocorrência. Apenas localidade-tipo.

Diagnose. Espécie de *Phillipsinella* que se caracteriza por uma glabela moderadamente convexa, com lóbulo frontal glabelar com contorno sublosangico a arredondado, bordo anterior bem definido, amplo e convexo, sulcos dorsais subparalelos no seu quarto posterior, divergindo cerca de 30º da linha sagital para diante, sem um estrangulamento glabelar muito marcado, três sulcos glabelares definidos, ausência de tubérculo medial occipital, lóbulos oculares médios ocupando 20-25% da largura sagital glabelar, librigena muito estreita ao nível do lóbulo palpebral e sulco de bordo lateral librigenal muito ténue. Pigídio subtrapezoidal, com margem posterior medialmente indentada, largura corresponde a cerca de 62% do comprimento sagital; 6 anéis raquidiais, com o primeiro sulco anelar

significativamente mais marcado e os 3 posteriores apenas definidos adaxialmente; ráquis de contorno fusiforme, ocupando 35% da largura e 85-90% do comprimento sagital pigidiais; 4 sulcos pleurais que perdem definição posteriormente.

Descrição. Glabela de contorno em forma de pera invertida, expandido anteriormente e constrangida ao nível da parte anterior dos lóbulos palpebrais, posteriormente mantendo a largura. A largura glabelar máxima (tr.) situa-se a meio do comprimento do lóbulo frontal glabelar e corresponde a cerca de 270% da largura glabelar posterior. Glabela moderadamente convexa (sag. e tr.), em vista lateral eleva-se entre a zona de constrição glabelar e cerca de metade do comprimento do lóbulo glabelar frontal, declinando anteriormente. A sua convexidade sagital não é muito marcada, sendo a porção posterior aplanada. O lóbulo frontal glabelar termina num sulco de bordo anterior côncavo, amplo (sag.). Bordo anterior convexo, de secção subcircular, aumentando ligeiramente de espessura no contacto com os extremos anteriores dos sulcos dorsais. Estes últimos apresentam-se bem marcados, amplos (tr.), subparalelos no seu quarto posterior, divergindo fortemente em sentido anterior, com um ângulo de cerca de 30º relativamente à linha sagital cefálica, fundindo-se nos cantos anterolaterais com o bordo frontal. Apresenta duas fóssulas: uma situada anteriormente ao ponto de divergência dos sulcos dorsais e outra situada um pouco antes do ponto de máxima largura glabelar. Distingue-se claramente apenas um lóbulo glabelar basal, L1, arredondado e inflado, dirigido abaxialmente. S1 apresenta-se muito ténue, estreito (tr.), ligeiramente oblíquo. S2 é ligeiramente oblíquo (para trás) a quase transversal, muito curto (tr.) e pouco profundo, situado a uma distância transversal de S1 aproximadamente igual ao dobro do comprimento de L1. S3 oblíquo, dirigido para trás, mais curto (tr.) que S2 e ligeiramente mais próximo (tr.) de S2 do que a distância entre S1 e S2, em linha transversal com δ. L2 e L3 são muito ténues. S2 e S3 são quase impercetíveis, observando-se claramente apenas no espécime MG189-4. Sulco occipital profundo, amplo (sag.), mais curto (sag.) que o sulco frontal glabelar, subretilíneo a ligeiramente arqueado para diante, sobretudo nos seus extremos abaxiais. Anel occipital moderadamente convexo (sag.), liso, com comprimento máximo sagital e diminuindo progressivamente em sentido abaxial, sendo os seus estremos distais afunilados. Lóbulos palpebrais médios, semi-circulares, com extremo anterior situado imediatamente abaxial ao sulco dorsal, oposto ao ponto de divergência dos sulcos dorsais. Extremo posterior mais afastado do sulco dorsal (cerca de 70-80% do comprimento exsag. do lóbulo palpebral), oposto ligeiramente posterior ao S2. Em vista lateral, os lóbulos palpebrais estão menos elevados que a glabela. Os lóbulos palpebrais apresentam cerca de ¼ do comprimento (sag.) glabelar (excluindo anel occipital e bordo frontal). Ramo anterior da linha de sutura descreve cerca de ¼ de arco de circunferência, divergindo até ao sulco do bordo lateral, um pouco mais divergente que o sulco dorsal (35º-40º), terminando num ponto alinhado exsagitalmente com o ponto mais abaxial do lóbulo palpebral (δ). Ramo posterior da linha de sutura descreve também uma suave concavidade, muito tenuamente divergente até ao sulco do bordo posterior, com traçado quase exsagital, convergindo já no bordo posterior para terminar num ponto ligeiramente adaxial em relação a δ. Fixigena estreita (tr.), alongada (exsag.), ligeiramente subtriangular. Librigenas com máxima largura situada na base da espinha genal. Bordo lateral convexo, amplo (tr.), de traçado exsagital a ligeiramente convergente desde a base da espinha até metade do comprimento do lóbulo palpebral, com

curvatura adaxial anteriormente a este ponto. Bordo lateral um pouco mais amplo (tr.) que o bordo posterior, unindo-se numa ponta genal estreita e pontiaguda, com comprimento aproximado correspondente ao dobro do comprimento do lóbulo palpebral.

A superfície glabelar está ornamentada por linhas elevadas ("raised lines" *sensu* Bruton, 1976), dispostas em linhas concêntricas no lóbulo frontal glabelar, delineando-o. Em vista lateral, as linhas mais externas convergem para um ponto situado aproximadamente na zona onde o sulco dorsal apresenta a constrição glabelar. As linhas mais próximas da zona medial, após circundar o bordo frontal glabelar, apresentam um traçado exsagital, prolongando-se para trás até ao limite posterior glabelar (3-4? linhas no espécime MG189-22). Na zona medial posterior glabelar, onde as linhas elevadas estão ausentes, a glabela apresenta ornamentação de pequenas fóssulas ("pits" *sensu* Bruton, 1976), de forma irregular, as quais aparecem também intercaladas nas linhas elevadas do lóbulo frontal glabelar, diminuindo a sua concentração para a periferia glabelar. Não foram observadas linhas elevadas nem fóssulas no bordo anterior, anel occipital, fixigenas e librigenas. Em espécimes mais pequenos (possível meraspis – MG189-10) é possível verificar que as fóssulas ocupam uma área relativamente maior da glabela, pelo que as linhas elevadas serão adicionadas sucessivamente em estádios ontogenéticos progressivos. A fixigena parece apresentar uma ténue granulação, mas a preservação dos espécimes estudados não permitiu maior detalhe descritivo.

Placa rostral e hipostoma desconhecidos.

Tórax composto por seis segmentos e conhecido apenas no holótipo. Ráquis suavemente convexa (tr.), aumentando de largura até ao segundo/terceiro anéis, diminuindo ligeiramente em sentido posterior. Primeiro anel apresenta 92% da largura máxima raquidial (terceiro anel) e o sexto anel apresenta 86% da largura máxima raquidial. Anéis subretangulares. Pleuras suavemente convexas, com extremos distais inclinados, mais estreitas (tr.) que a ráquis, apresentando cerca de 80-85% da largura raquidial. Não se observam quaisquer sulcos nos anéis e segmentos torácicos.

Pigídio de contorno subtrapezoidal, com a margem posterior subtransversal a ligeiramente indentada; largura corresponde a cerca de 62% do comprimento sagital. Ráquis convexo (tr.), com contorno fusiforme, ocupando na margem anterior 35% da largura pigidial máxima. Ráquis definida por sulcos dorsais moderadamente marcados, estes tornam-se mais superficiais e perdem definição posteriormente, sendo raramente observados na zona posterior , tendo ali uma configuração arredondada. O comprimento da ráquis é aproximadamente 87% do comprimento sagital pigidial, embora em espécimes pior preservados seja difícil a observação do seu limite posterior. Esta estrutura termina imediatamente antes do sulco do bordo posterior pigidial. Em vista lateral a ráquis sobressai em relação aos campos pleurais, declinando de forma mais marcada na sua metade posterior, situando-se o ponto mais alto na metade anterior (a cerca de 40% do seu comprimento calculado a partir do extremo anterior).

Os caracteres de segmentação pigidial que se seguem foram observados em pigídios esfoliados. Em espécimes que preservem a superfície externa da carapaça, esta segmentação é praticamente indistinta. Ráquis composto por seis anéis raquidiais, sendo o sulco que define o primeiro o único moderadamente profundo. Apenas seguintes os três aneis mais anteriores

parecem apresentar sulcos anelares marcados ao longo de todo o desenvolvimento transversal da ráquis, embora mais profundos adaxiamente. Os sulcos anelares são amplos (sag.). Os três anéis posteriores estão definidos somente por sulcos marcados adaxialmente, junto ao sulco dorsal, raramente visíveis. Áreas pleurais suavemente convexas; apresentam quatro sulcos pleurais que perdem definição em sentido posterior. Os sulcos pleurais estão alinhados com os sulcos anelares, sendo amplos (exsag.) e de traçado subparalelo ao bordo anterior da região pleural. As três/quatro primeiras costilhas são curtas (exsag.) e ligeiramente elevadas, dando-lhes uma configuração de crista, sobretudo na sua zona anterior (pseudo-banda anterior). Estas cristas são também observáveis como sulcos moderadamente marcados nos moldes externos. Terminam antes de alcançar a suave concavidade que separa a região pleural do bordo posterior. Alguns espécimes (sobretudo os de maiores dimensões) apresentam um bordo lateral e posterior, suavemente convexo, abaxialmente limitado por uma região suavemente côncava. Nos raros pigídios não esfoliados foi possível observar, na porção antero-lateral adaxial das áreas pleurais, uma ornamentação por cristas elevadas, subparalelas entre si e orientadas obliquamente e curvando fortemente para trás junto ao bordo lateral.

Observações. Relativamente aos dois morfogrupos propostos para o género *Phillipsinella* por Bruton (1976), *P. lusitanica* n. sp. apresenta mais afinidade com o grupo de *P. matutina*. O contorno glabelar é claramente menos alargado do que a espécie-tipo *P. parabolaI;* os sulcos dorsais são menos divergentes (afastam-se cerca de 30º em relação à linha sagital, por contraponto aos 45º de *P. parabola*); o lóbulo frontal é menos alargado e mais arredondado; o estrangulamento glabelar é menos marcado e a parte posterior da glabela é definida por sulcos dorsais subparalelos. Estes caracteres diferenciam claramente *P. lusitanica* n. sp. das espécies *P. parabola* e *P. aquilonia*.

De entre as espécies definidas para este género, *P. lusitanica* n. sp. é morfologicamente mais próxima de *P. preclara*, da Formação Solvang do Katiano inferior (Ka2) da Noruega [também identificada por Bruton (1976) no Katiano superior (Ka3-4) de Inglaterra]. Distingue-se da espécie báltica pela ausência de tubérculo occipital, bordo anterior ligeiramente mais comprido (sag.; por conseguinte, a região côncava que limita internamente o bordo anterior é mais comprida em *P. preclara*), lóbulo frontal glabelar menos arredondado lateralmente (tendo uma configuração sublosangica em *P. lusitanica* e mais subcircular em *P. preclara*), glabela com razão largura máxima/comprimento sagital maior (cerca de 0,75 na espécie portuguesa e 0,67 em *P. preclara*) e sulco lateral da librigena menos profundo que em *P. preclara*. Adicionalmente, em *P. lusitanica* n. sp. a sutura ocular parece situar-se mais próxima do bordo lateral do que em *P. preclara*, de forma que a librigena ao nível do lóbulo palpebral é mais estreita (tr.) na primeira. No entanto, o facto de Bruton (1976) ter apenas figurado uma única librigena leva-nos a pensar que esta diferença poderá não ser real. Bruton (1976) descreveu ainda um espessamento medial do bordo anterior cefálico em *P. preclara*, que considera responsável pela configuração pontiaguda da margem anterior cefálica. Tal espessamento não foi observado no material português. A nível do pigídio, o facto da maioria dos espécimes portugueses estar esfoliada dificulta a comparação. No entanto, *P. preclara* parece ter os sulcos dorsais mais largos (tr.) e profundos, sulcos pleurais mais marcados e pleuras mais convexas (com zona adaxial mais inclinada para baixo).

Por seu lado, *P. fornebuensis* (Bruton, 1976, est. 107, figs. 1-7; est. 108, figs. 1-6) da Formação Arnestad, do Katiano inferior (Ka1) da Noruega distingue-se de *P. lusitanica* pelo contorno glabelar mais largo (tr.), sem um ponto de estrangulamento tão marcado, convexidade glabelar sagital mais marcada, com lóbulo frontal glabelar mais inclinado anteriormente, presença de tubérculo occipital e librigena mais larga. A nível pigidial, *P. fornebuensis* apresenta uma segmentação mais marcada, com sulcos mais profundos e sulcos dorsais mais profundos e amplos (tr.).

P. matutina Dean, 1973 apresenta um lóbulo frontal glabelar com um declive muito mais acentuado anteriormente e mais arredondado, e uma porção posterior glabelar (após a constrição) mais comprida (sag., relativamente ao comprimento sagital glabelar).

P. hibernica Dean, 1974 da Formação Chair of Kildare Limestone do Hirnantiano da Irlanda (Dean, 1974, est. 29, figs. 1,4,8-15; est. 30, figs. 1-3) tem a porção posterior (após constrição) da glabela mais longa (em relação ao comprimento sagital glabelar), lóbulo frontal glabelar menos alargado e mais arredondado, olhos um pouco mais compridos (exsag.) e pigídio com segmentação definida por sulcos mais profundos e um número de anéis superior. Um espécime juvenil (meraspis?) apresenta o lóbulo frontal glabelar com estremos laterais ligeiramente angulosos, como em *P. lusitanica*. No entanto, os espécimes holaspides apresentam já um lóbulo arredondado lateralmente. Um único espécime atribuído por Dean (1974, est. 29, figs., 6, 7, 14) a *P. hibernica*, proveniente de uma localidade (localidade 3b) diferente da do restante material-tipo (localidade 14), não parece ser conspecífico, apresentando um lóbulo frontal glabelar significativamente mais largo (tr.), porção glabelar anterior mais curta (sag.) e sulcos glabelares (S1-3) mais marcados.

Por seu lado, *P. tangtouensis* da Formação Tangtou do Katiano superior da China (Lu & Zhou, 1981, est. 3, figs. 5-6; pest. 4, fig. 8) apresenta um lóbulo frontal mais alargado, subcircular e arredondado lateralmente, uma porção posterior glabelar mais estreita (tr.) e curta (sag.), com uma mudança brusca de declive entre esta porção e a anterior em vista lateral, lóbulos palpebrais mais curtos (exsag.), situados a uma maior distância do bordo lateral librigenal. A nível pigidial, *P. tangtouensis* tem uma ráquis subtriangular, mais larga e consequentemente áreas pleurais mais estreitas (tr.).

A maioria dos escleritos de *P. lusitanica* n. sp. parece evidenciar uma segregação dimensional e convexidade dos escleritos orientada, denotando algum transporte e baixo hidrodinamismo.

Observações biostratigráficas e paleobiogeográficas de *Phillispsinella*. O insatisfatório conhecimento de algumas espécies definidas para este género e de outro material mantido em nomenclatura aberta, dificultou a comparação entre os espécimes. É, no entanto, possível elencar como caracteres mais variáveis e diagnósticos o contorno glabelar (incluindo lóbulo glabelar frontal, porção posterior e razão entre ambas e "estrangulamento" glabelar), o tamanho dos lóbulos palpebrais, o perfil glabelar (difícil de avaliar em material muito deformado), a librigena (profundidade do sulco do bordo lateral e distância entre o ponto mais adaxial do lóbulo palpebral, δ, e o bordo lateral), largura e contorno da ráquis pigidial e definição da segmentação pigidial. Verifica-se também a presença/ausência de tubérculo

medial occipital, no entanto para a maioria das espécies não é possível confirmar a ausência e/ou relacioná-la com a débil preservação.

Os registos deste género no Ordovícico Médio e no Sandbiano (*P. borealis, P. matutina, Phillipsinella* sp. A, *Phillipsinella* sp. do Caradoc de Inglaterra) caracterizam-se por uma diferença menor entre a largura (tr.) das porções glabelares posterior e anterior em comparação com os morfotipos com glabela mais alargada (*P. parabola, P.* aff. *parabola, P. aquilonia, Phillipsinella* sp. B). No entanto, durante o Katiano e Hirnantiano, ambos os morfotipos foram registados, com *P. fornebuensis, P. lusitanica* n. sp., *P. preclara* e *P. hibernica* a revelarem-se morfologicamente mais suaves. *P. tangtouensis* apresenta o contorno glabelar mais diferenciado das espécies definidas para o género, aproximando-se do contorno glabelar do género *Paraphillipsinella*.

Relativamente à distribuição do género, os registos mais antigos remontam ao Ordovícico Médio e situam-se na Alemanha (*P. borealis*), Turquia (*P. matutina*) e Suécia (*Phillipsinella* sp. indet. A). Durante o Dapingiano-Darriwiliano, estas regiões localizavam-se entre a província de alta-latitude (terrnos peri-Gondwânicos) e a província Báltica (Harper *et al.*, 2013). Os modelos de correntes oceânicas propostos para o Ordovícico (Wilde, 1991; Christiansen & Stouge, 1999; Herrmann *et al.*, 2004; Rasmussen, 2011) indicam a existência de uma corrente fria de sentido SW-NE, desenvolvida ao longo da margem gondwânica, desde a região da Ibero-Armorica até ao Sul da China, e outra corrente, quente e de sentido E-W, desde o Sul da China até à Báltica. Estas correntes circundavam as regiões anteriormente mencionadas, podendo estar relacionadas com a distribuição do género no Ordovícico Médio ao redor das mesmas. Durante esta época o género apresenta já uma distribuição significativamente cosmopolita. Posteriormente, no Sandbiano, são conhecidos registos do género em Inglaterra (*Phillipsinella* sp., *in* Owens & Ingham, 1996) e Sul da China (*P. sinica*). Se *Kirkdomina* se demonstrar ser um sinónimo júnior de *Phillipsinella*, como proposto por Holloway (2007), acrescentar-se-á a sua presença na Escócia. No Katiano inferior conhecem-se registos na Noruega (*P. fornebuensis* e *P. preclara*) e Sul da China (*Phillipsinella* sp. *in* Yin *et al.*, 2000). No Katiano superior os registos conhecidos alargam amplamente a distribuição geográfica do género, tendo sido descrito em Portugal (*P. lusitanica* n. sp.), Espanha (*Phillipsinella* sp. *in* Hammann, 1992), República Checa (*P. parabola*), Bélgica (*Phillipsinella* sp. *in* Lespérance & Sheehan, 1987), Polónia (*P.* aff. *parabola*), Reino Unido (*P. aquilonia* e *Phillipsinella* sp.), Suécia (*Phillipsinella* sp. indet. B de Bruton, 1976; *P.* cf. *parabola*), China (*P. tangtouensis*), Rússia (Urais), Cazaquistão e Uzbequistão (*Phillipsinella* sp.; Appolonov, 1974; Abdullaev, 1972). Durante o Katiano superior terá ocorrido o evento Boda (Fortey & Cocks, 2005), interpretado como sendo uma ocorrência de aquecimento global. A nível global reconhece-se uma diminuição drástica dos endemismos e o aumento da distribuição geográfica de muitos taxa, sendo este padrão de distribuição observado em diferentes grupos. Embora o género *Phillipsinella* já estivesse bastante disperso geograficamente, durante o Katiano superior o número de ocorrências aumentou substancialmente, registando-se pela primeira vez em diversas regiões paleogeográficas (Iberoarmórica, Urais, terrenos do Cazaquistão e peri-Laurentia). A ampla distribuição e frequente ocorrência do género no topo do Katiano justificaram para diversos

autores o uso da espécie como taxon-índice desta idade (e.g. Kielan, 1960; Zona *Phillipsinella parabola-Staurocephalus clavifrons in* Price, 1973; Zona *Phillipsinella parabola in* Korinevsky & Moskalenko, 1988). Posteriormente, no Hirnantiano são conhecidos registos em Inglaterra, Irlanda (*P. hibernica*) e Canadá (*Phillipsinella* sp. de Lespérance, 1968).

Alguns autores propuseram uma origem báltica para o género *Phillipsinella* (e.g. Kielan, 1960; Hammann, 1992). Porém, Bruton (1976) admitiu que o registo do género no Ordovícico Médio da Turquia indicaria uma origem no Domínio Asaphídeo (*sensu* Whittington & Hughes, 1972, que se corresponderia sobretudo com a Báltica). No entanto, atualmente os terrenos Pontides-Taurides, aos quais pertencia a área atualmente correspondente à Turquia, são hoje projetados na margemgondwânica (e.g. Harper *et al.*, 2013), embora a uma latitude próxima da Báltica. De facto, também *P. borealis* (eventualmente o registo mais antigo, embora o seu controlo estratigráfico seja ténue) foi registada no Terreno Saxo-Thuringiano da margem gondwânica. De todas as formas, a insatisfatória amostragem do género torna prematura nesta altura qualquer interpretação adicional.

Karim *et al.* (*in prep.*) efetuaram uma análise detalhada da subfamília Phillipsinellinae e determinaram que a origem deste taxon datará do Câmbrico superior da Laurentia (Jonathan Adrain, 2015, pers. commun.). Assim, o grupo terá evoluído restrito à Laurentia durante o Ordovícico Inferior e terá modificado por processos de pedomorfose para as formas típicas do Ordovícico Médio-Superior. A partir do Sandbiano a subfamília praticamente desaparece da Laurentia, tornando-se cosmopolita nas regiões compreendidas entre o domínio de alta-latitude gondwânico, a Avalónia, a Báltica e o Sul da China.

Ordem **LICHIDA** Moore, 1959

Família **LICHIDAE** Hawle & Corda, 1847

[*nom. correct.* Angelin 1854 *ex* Lichades Hawle & Corda,1847]

Subfamília **LICHINAE** Hawle & Corda, 1847

[*nom. transl.* Gürich 1901 *ex* Lichades Hawle & Corda, 1847]

Género *Lichas* Dalman, 1827

(=*Autolichas* Reed, 1923; =*Apolichas* Kobayashi & Hamana, 1974)

Espécie-tipo. *Entomoctracites laciniatus* Wahlenberg, 1818 (=*Lichas laciniatus*) do Membro Dalmanitina Beds, Formação Jonstorp, Katiano superior (fatia temporal Ka4; Série Harju, Andar Pirgu da escala cronostratigráfica regional balto-escandinava), Suécia.

Diagnose. Ver Thomas & Holloway (1988, p. 191).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Lichas affinis Angelin, 1854; Formação Boda Limestone, topo do Katiano-Hirnantiano (Série Harju, andares Pirgu-Porkuni da escala cronostratigráfica regional da Balto-Escandinavia) da Suécia;

L. barcai Hammann & Leone, 2007; parte superior da Formação Punta Serpeddi, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Sardenha, Itália.

L. breviceps Hall, 1863 (inclui duas subespécies *L. breviceps breviceps* Hall, 1863 e *L. breviceps clintonensis* Foerste, 1895); da Formação Waldron Shale, Série Wenlock, Silúrico de Shelby County, Indiana (EUA);

L. ferrisi (Weller, 1907); =*Metopolichas ferrisi*; Formação Kankakee Dolomite, Llandovery, Silúrico de Illinois (EUA);

L. loredensis n. sp.; Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Buçaco, Portugal;

L. lusitanica n. sp.; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Buçaco, Portugal;

L. marocanus Destombes, 1968b; da Formação Ktaoua Superior, Katiano superior (Kralodvoriano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Marrocos; também Formação Punta Serpeddi, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Donigala, Sardenha, Itália (Hammann & Leone, 2007);

L. pugnax Winchell & Marcy, 1865; Formação Niagara limestone, topo do Llandovery-Wenlock, Silúrico, Chicago, Illinois (EUA);

?*L. silvestris* Reed, 1925; Formação Woodland, Llandovery, Girvan, Escócia (pode pertencer a *Neolichas* Curtis & Lane, 1998);

L. subpropinquus McCoy, 1851; *Lichas subpropinqua*; (= *L. keisleyensis* Reed, 1896), provavelmente Formação Applethwaite ("Upper Bala" *sensu* McCoy, 1851), Katiano superior (Série Ashgill, Andar Cautleyano da escala regional britânica), Coniston, Waterhead, Lancashire, Inglaterra; também Formação Keisley Limestone, Katiano-Hirnantiano (Série Ashgill da escala regional britânica), Keisley, Westmorland, Inglaterra (Reed, 1896); também na Formação Chair of Kildare Limestone, Hirnantiano (Série Ashgill da escala regional britânica), Irlanda (Dean, 1974);

? *L. truncatus* (Kobayashi & Hamana, 1974); *Apolichas truncatus*; Ludlow, Silúrico, Shikoku, Japão.

L. vinassai Hammann & Leone, 2007; Formação Portixeddu, Katiano superior (Andar Kralodvoriano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Sardenha, Itália; ? Formação Monte Orri, Katiano inferior (Berouniano superior) da Sardenha (conhecidos apenas um cranídio e um hipostoma, difícil garantir identidade específica)

Outras referências ao género e observações. Hammann (1992) identificou *Lichas affinis* e *L.* cf. *laciniatus* na Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha. Contudo, posteriormente Hammann & Leone (2007) referiram que os espécimes identificados previamente como *L. affinis* poderão pertencer à espécie *L. vinassai*. Porém, a observação do

material espanhol no decurso deste trabalho não corrobora esta opinião, dado que a margem posterior pigidial é subcircular, sem espinha, enquanto *L. vinassai* apresenta uma espinha mediana bem desenvolvida (comparar Hammann, 1992, pl. 28, fig.7 e Hammann & Leone, 2007, texto-fig. 43). Também a configuração dos sulcos pleurais pigidiais dos espécimes espanhóis não parece ser igual à de *L. affinis*. Nesse sentido, o material-tipo de *L. affinis* apresenta as primeiras duas pleuras com uma banda posterior progressivamente mais curta (exsag.) em direção abaxial (Thomas & Holloway, 1988, pl. 1, figs. 15), caracter não tão evidente no material espanhol (Hammann, 1992, pl. 29, fig. 7). Por tais razões considera-se agora que a identificação de *L. affinis* em Espanha por Hammann & Leone (2007) foi arriscada, devendo a mesma ser considerada em nomenclatura aberta. Relativamente a *L.* cf. *laciniatus*, o material é escasso e muito fragmentário para uma atribuição específica. Hammann (1992) baseou-se sobretudo na ornamentação composta por grânulos mais grosseiros para a classificação dos espécimes espanhóis, comparando-os a material que aparenta claramente pertencer a duas espécies distintas (*L. laciniatus* e *L. subpropinquus*, ver discussão abaixo). Por outro lado, o fragmento pigidial figurado (Hammann, 1992, pl. 28, fig. 2) não apresenta interseção entre os anéis raquidiais e as bandas pleurais coincidente com a observada no holótipo de *L. laciniatus* (Thomas & Holloway, 1988, pl. 1, figs. 5, 6). Deste modo, considera-se neste trabalho que o material espanhol identificado por Hammann (1992) como *L.* cf. *laciniatus* deverá ser classificado como *Lichas* sp.

Por seu lado Dean (1974) identificou *L. laciniatus* na Formação Chair of Kildare Limestone da Irlanda. Contudo, atribuição específica efetuada por este autor é agora rejeitada, uma vez que os lóbulos bulares estão delimitados posteriormente, não conectados com L1b (comparar Temple, 1969, pl. 2, fig. 1 e Dean, 1974, pl. 34, fig. 2). Também o contorno dos lóbulos bulares em ambas as espécies é distinto. De facto, o cranídio figurado por Dean (1974) apresenta algumas características diagnósticas do género *Dicranopeltis* Hawle & Corda, 1847. O pigídio figurado por Dean (1974, pl. 34, fig. 10) corrobora a não conspecificidade do material irlandês e sueco, tendo o primeiro a banda posterior da terceira pleura pigidial mais estreita (caracter cuja avaliação é mais difícil) e um "estrangulamento" dos sulcos dorsais que delimitam a banda pós-axial muito mais posterior e suavemente quando comparado com o material-tipo de *L. laciniatus* (Thomas & Holloway, 1988, pl. 1, figs. 5, 6). O material figurado por Dean (1974) apresenta, no entanto, as características diagnósticas de *Lichas subpropinquus*, conhecida apenas através do holótipo figurado por McCoy (1851, pl. 1, fig. 17) e disponível fotograficamente em http://www.3d-fossils.ac.uk/ (projeto de catalogação fotográfica de material-tipo do Reino Unido). Refira-se, contudo, que Salter (1873, p. 50) e McNamara (1979, p. 88, tex-fig. 7a) consideraram que o material classificado como *L. subpropinquus* por McCoy (1851) é conspecífico de *L. laciniatus*. Além disso, no trabalho agora apresentado considera-se que *L. keisleyensis*, definida por Reed (1898, pl. 21, fig. 10) e também disponível fotograficamente em http://www.3d-fossils.ac.uk/, é um sinónimo júnior de *L. subpropinquus*. Porém, Thomas & Holloway (1988) consideraram *L. subpropinquus* e *L. keisleyensis* duas espécies distintas e válidas. Contudo, ambas são conhecidas apenas através de pigídios e, até onde a preservação do material permite discernir, serão conspecíficas, tendo a espécie de McCoy prioridade nomenclatural. Nesta discussão importa ainda referir que Warburg (1925,p. 300) sinonimizou *L. keysleyensis* (= *L. subpropinquus*

neste trabalho) com *L. laciniatus*, uma opinião corroborada por Dean (1974), McNamara (1979), Zhou & Zhou (1982), Morris (1988) e Hammann & Leone (2007). Porém, esta sinonímia é agora rejeitada pelos motivos elencados para distinguir o material de Dean (1974) de *L. laciniatus*. Considera-se portanto que *L. subpropinquus* é uma espécie válida e independente de *L. laciniatus*, sendo o material da Formação Chair of Kildare Limestone figurado por Dean (1974) atribuível a esta última espécie. Refira-se que para melhor justificar esta atribuição seria importante a recolha/descrição/figuração de cefalões de *L. subpropinquus* provenientes da sua localidade-tipo e providenciar uma diagnose completa da espécie britânica. Deste modo, seria também possível verificar se os cranídios identificados por Dean (1974) como *L. laciniatus* podem ou não ser atribuídos aos pigídios de *L. subpropinquus* ou se estes espécimes pertencem a dois taxa distintos. Relativamente ao material descrito como *L.* cf. *laciniatus* do Ordovícico Superior do Turquestão (Petrunina *in* Repina *et al.*, 1975) e da Mongólia (Zhou & Zhou, 1982), citados em Hammann & Leone (2007), é de referir que o estado preservacional e fragmentário dos espécimes figurados pelos referidos autores não permite uma atribuição genérica segura. Refira-se ainda que Hammann (1992) estabeleceu alguns comentários relativos à morfologia deste material.

A ocorrência de *Lichas* cf. *laciniatus* foi referenciada por Cocks & Price (1975, est. 82, figs. 1-2) na base da Formação Haverford Mudstone do Hirnantiano de Gales. A ausência de descrição e estado fragmentário desse material não permitem maiores considerações, mas os sulcos longitudinais observados parecem ter uma terminação posterior com uma curvatura abaxial muito mais acentuada, delimitando os lóbulos bulares posteriormente, o que não se observa em *L. laciniatus*. O cranídio figurado por Dean (1974, est. 34, fig. 2) apresenta também os lóbulos bulares limitados posteriormente, mas os pigídios provenientes da mesma formação (aqui atribuídos a *L. subpropinquus*), são distintos do material de Gales (Cocks & Price, 1975). Tal como mencionado para o cranídio figurado por Dean (1974), também um cranídio proveniente do Hirnantiano de Gales (Cocks & Price, 1975) se aproxima muito morfologicamente de *Metopolichas*, um género ordovícico bem mais antigo (Arenigiano). No que respeita a *L.* aff. *laciniatus* descrita por Zhou & Dean (1986: 778, pl. 65, figs. 15-18) os espécimes estudados apresentam características pigidiais e cefálicas que os aproximam do género *Metopolichas* (e.g., duas espinhas terminais pigidiais e dois anéis raquidiais pigidiais).

Zhou & Dean (1986, est. 65, figs. 15-18) documentaram *Lichas* aff. *laciniatus* na Formação Chedao do ?Sandbiano/?Katiano da China, porém estes registos não pertencem ao género *Lichas*. O taxonchinês caracteriza-se pela presença de duas pequenas espinhas mediais posteriores pigidiais desconhecidas para o género mas que recordam a espécie *Uralichas? incola*. O hipostoma figurado corrobora também a relação de proximidade com *Uralichas*, apresentando um sulco posterior do corpo médio de traçado transversal e muito profundo. Embora o pigídio recorde *U.? incola*, a morfologia cranidial não parece incluir este material em *Uralichas*. A idade dos níveis de onde provém este material não é possível de assegurar, mas, com base na restante associação, será certamente já Ordovícico Superior (pelo menos Sandbiano). Este registo seria assim posterior ao das formas proximamente relacionadas (*Uralichas*) do Domínio Europeu peri-Gondwânico, podendo sugerir uma expansão do género (ou de uma outra forma que tenha como antecedente *Uralichas*) para o Sul da China. De

facto, há um conjunto de taxa gondwânicos que no final do Ordovícico Médio terão expandido a sua distribuição para o Sul da China (e.g. *Neseuretus* e *Prionocheilus*; Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987a).

O trabalho de Dean & Zhou (1988, pp. 643-644, est. 63, figs. 11-14) documenta a ocorrência de *Lichas* aff. *laciniatus* na Formação Şort Tepe do Katiano da Turquia. O pigídio nele figurado (op. cit., est. 63, fig. 13) aproxima o material turco de *Lichas vinassai* do Katiano da Sardenha. Refira-se ainda que Fortey (1997, p. 443, est. 10, fig. 12) identificou dois hipostomas como *Lichas?* sp. na Formação Pa Kae do Sandbiano?/Katiano da Tailândia. Sendo o corpo médio desta estrutura efetivamente muito semelhante a *Lichas*, as asas são contudo extremamente desenvolvidas para o género.

Uma outra referência a este género foi efetuada por Hammann & Leone (2007: 83) que referirama corrência de uma nova espécie para a Formação Portixeddu da Sardenha, *L. ichnussae nomem nudum*, citação que corresponderá a uma gralha do trabalho (primeiro nome escolhido pelos autores para a espécie *L. vinassai*). Por seu lado Sá & Rábano (2010) identificaram um fragmento cranidial deformado da Formação Chão do Amieiral do Berouniano médio de Moncorvo, Portugal, como pertencente à espécie *Lichas vinassai*. Porém, este espécime estudado neste trabalho (Est. 33, Figs. F-H) não permite objetivamente ir além de uma atribuição genérica.

Na região Báltica Suzuki *et al.* (2009, fig. 6A-D) identificam vários espécimes da Formação Boda Limestone como *Lichas laciniatus* s.l., sugerindo que esta espécie e *L. affinis*são sinónimos. A documentação de autores anteriores e a diferente morfologia pós-raquidial e, sobretudo, das bandas posteriores do último par pleural justificam a manutenção da validade de ambas as espécies. Na Cantábria (Espanha) Bernárdez *et al.* (2015) documentaram a ocorrência de *Lichas* sp. em litologias do Hirnantiano. Idêntica ocorrência de *Lichas* sp. foi referenciada por Álvaro *et al.* (2015) na Formação Marmairane do Hirnantiano da Montanha Negra.

Neste contexto refira-se ainda que Curtis & Lane (1998) estabeleceram o novo género *Neolichas* para incluir a espécie *Lichas norvergicus* Angelin, 1854, anteriormente atribuída ao género *Arctinurus*. Incluíram como espécies pertencentes a este novo género *Lichas silvestris* da Formação Woodland do Silúrico da Escócia, até então atribuída ao género *Lichas*. Basearam a sua distinção na largura do cranídio, terminação posterior dos sulcos longitudinais cefálicos, no contorno pigidial e na terceira pleura pigidial confluente com área pós-raquidial em *Lichas* (em *Neolichas* as três pontas pleurais são livres). Pela ilustração de Reed (1925), *L. silvestris* parece apresentar a estrutura pigidial de *Lichas*. Porém, embora não tenham figurado nem mencionado citações, Curtis & Lane (1998) terão observado outro material de *L. silvestres*, incluindo cefalões, pelo que a sua interpretação não pode agora ser confirmada ou refutada. Mantém-se assim, com dúvida, a espécie *L. silvestris* na listagem das espécies de *Lichas*.

O género *Lichas*: origem, afinidades e evolução. As espécies do género *Lichas* são morfologicamente muito semelhantes entre si. A variabilidade específica do género no Ordovícico Superior é limitada, tornando difícil a correta identificação de material deformado

e fragmentado. De entre as espécies estabelecidas para o género no Ordovícico Superior (*L. affinis, L. barcai, L. subpropinquus, L. laciniatus, L. loredensis* n. sp., *L. lusitanicus* n. sp., *L. marocanus* e *L. vinassai*), algumas apresentam cranídios muito semelhantes e dificilmente diferenciáveis (*L. affinis* e *L. laciniatus; L. vinassai* e *L. lusitanicus* n. sp.). A distinção destas espécies é efetuada com maior facilidade através dos pigídios, sobretudo pelo traçado dos sulcos pleurais, pelo contorno das bandas da terceira pleura, pela configuração da banda pós-axial e presença/ausência de espinha posteromediana. De *L. subpropinquus* não são conhecidos cefalões e de *L. loredensis* n. sp. não são conhecidos pigídios. *L. marocanus* e *L. loredensis* n. sp., embora facilmente distinguíveis, assemelham-se na forte convexidade cranidial e na largura considerável dos seus sulcos cefálicos, apresentando mais afinidade entre si do que com qualquer outra espécie do género.

De entre as espécies ordovícicas, *L. barcai, L. marocanus* e *L. vinassai* têm espinha posteromediana pigidial ou contorno marcadamente ogival. As restantes (com exceção de *L. loredensis* n. sp., cujo pigídio é desconhecido) têm a margem posterior do pigídio arredondada ou quase indistintamente ogival. Aquelas três espécies são as mais antigas definidas para o género (*Lichas* sp. de Portugal é mais antiga, mas não são conhecidos pigídios), pelo que a espinha posteromediana pigidial poderá ser um caracter plesiomórfico dentro do género *Lichas*. Tripp (1957) sugeriu que *Uralichas* Delgado, 1892 terá dado origem a *Lichas* e a *Dicranopeltis*. Thomas & Holloway (1988) defenderam porém que *Lichas* terá como antecessor *U.? incola* (=*Bohemolichas incola* no sentido sugerido por Přibyl & Vaněk, 1972) pela ausência de espinha posteromediana pigidial nesta forma. Neste trabalho é proposto que *Uralichas* possa ter como ancestral evolutivo *U.? incola*, por incorporação da última pleura não sulcada na banda pós-axial pigidial, motivo pelo qual *Uralichas* apresenta menos um par de espinhas pleurais pigidias do que *U.? incola* e uma longa espinha posteromediana. Por conseguinte, *Uralichas* poderá ter dado origem a *Lichas*, conforme proposto por Tripp (1957), dado que as espécies mais antigas de *Lichas* apresentam espinha posteromediana pigidial, embora muito mais curta que *Uralichas*, e que a tendência de redução desta estrutura se mantém durante o Ordovícico Superior, culminando com contornos pigidiais arredondados no Katiano superior e Hirnantiano. De facto, quando Thomas & Holloway (1988) propuseram *U.? incola* como antecessor de *Lichas*, tiveram como um dos argumentos a ausência de espinha posteromediana de *Lichas*, porque à data eram ainda desconhecidas *L. vinassai* e *L. barcai*, espécies que têm esta estrutura mais desenvolvida. Esta linhagem apresenta, no entanto, complicação se considerarmos as formas *U. avus* e *U. giganteus* (inicialmente atribuídas ao género *Platopolichas* Gürich, 1901 e posteriomente sinonimizado com *Uralichas* por Thomas & Holloway, 1988). Estas apresentam mais do que dois pares de espinhas pleurais pigidiais. Como Thomas & Holloway (1988) referiram, é necessário analisar que variações morfológicas podem ser incluídas no género *Uralichas*. As diferenças morfológicas pigidiais de *Uralichas, Bohemolichas, Platopolichas* e *Parvilichas*, ao nível do número de pleuras e terminação distal pigidial, poderão ser justificadas como resultado de plasticidade morfológica, pelo que estes taxa são aqui considerados sinónimos entre si, sendo por isso integrados no género *Uralichas*. Neste sentido, o género *Uralichas* surge no Ordovícico Inferior (Floiano) de Marrocos (*U.? marochii*) e vive confinado ao Domínio peri-Gondwânico até ter o seu último registo no Sandbiano de Marrocos (*U. tardus*).

Porém, na Bohemia, *Uralichas* tem um desaparecimento prematuro no Darriwiliano inferior, o qual foi hipoteticamente justificado com a transgressão marinha do final do Ordovícico Médio que terá estabelecido plataformas mais profundas naquela área geográfica, as quais poderão ter sido desfavoráveis para estas trilobites (Rábano, 1989d). Curiosamente, *Lichas* surge no topo do Sandbiano em Portugal (*Lichas* sp. das formações Cabeço do Peão e Chão do Amieiral), após o "desaparecimento" de *Uralichas*, mas nunca foi registado na Boémia, região onde *Uralichas* tinha tido o seu último registo prematuramente. Esta distribuição estratigráfica e geográfica corrobora a interpretação baseada na morfologia de ambos os géneros, sugerindo que *Lichas* teve *Uralichas* na sua linhagem evolutiva (não necessariamente o seu antecedente direto, uma vez que tal afirmação não pode ser testada). Apenas no Katiano superior *Lichas* expande a sua distribuição geográfica, aparecendo na Avalonia e na Báltica, coincidindo com o evento de diminuição do endemismo (usualmente correlacionado com o evento de aquecimento global Boda, Fortey & Cocks, 2005), tendo-se tornando um género cosmopolita que está frequentemente presente nas comunidades de baixa diversidade do Hirnantiano (Fauna de *Hirnantia)*. O registo mais antigo de *Lichas* corresponde a *Lichas* sp., do Berouniano Médio de Moncorvo (Est. 33, Figs. F-J) e de Mação, no entanto são apenas conhecidos cranídios muito deformados desta forma, realidade que não permite uma atribuição/formalização específica. Adicionalmente, considerando a distribuição geográfica e estratigráfica das espécies conhecidas do género *Lichas*, todos os registos mais antigos provêm do domínio peri-Gondwânico, desde o Sandbiano superior ao Katiano inferior. Durante este intervalo, ainda há um forte endemismo nos diferentes domínios reconhecidos para o grupo (Whittington & Hughes, 1972), particularmente nas associações peri-gondwânicas da anteriormente designada "Província de *Selenopeltis*" (Whittington & Hughes, 1972) ou, mais recentemente, "Domínio Dalmanitidíneo" (Adrain *et al.*, 2004). O evento Boda e a diminuição do endemismo ocorreram apenas após estes registos, atingindo o seu máximo durante o Hirnantiano, imediatamente antes da segunda maior extinção conhecida no Fanerozoico. O género *Lichas*, no seu conceito atual, sobrevive à passagem Ordovícico/Silúrico, mantendo a sua distribuição cosmopolita (já atingida pelo género no Katiano superior), representado pelas espécies silúricas *L. breviceps*, *L. ferrisi*, *L. pugnax*, *L.*? *silvestris* e *L.*? *truncatus*.

Anteriormente, *Lichas* tinha sido interpretado como um género de origem Báltica (Hammann, 1992), que teria chegado ao Domínio peri-Gondwânico durante o evento Boda, o qual terá permitido a muitos taxa adaptados a ambientes tropicais alargar a sua distribuição geográfica para altas latitudes peri-polares. Porém, esta interpretação de Hammann (1992) terá correspondido a um lapso de interpretação do autor, dado que à data desse trabalho, tanto *Lichas marocanus*, do Katiano inferior de Marrocos, como os dois registos de *Lichas* da Formação Porto de Santa Anna, coetâneos ou ainda mais antigos que *L. marocanus*, eram já conhecidos (Destombes, 1967).

Para terminar, é importante efetuar algumas considerações relativas à análise filogenética efetuada por Pollitt *et al.* (2005). Estes autores analisaram a estrutura de Lichidae Hawle et Corda, 1847 e Lichakephalidae Tripp, 1957, tendo concluído que *Lichas* constitui isoladamente a tribo Lichini, monogenérica, que surge isolada e separada basalmente da tribo

Dicranopeltini, na qual foi incluído *Uralichas.* Esta análise sugeria assim que *Lichas* e *Uralichas* não estão relacionados. Tanto quanto é possível depreender da codificação de caracteres destes autores, terá sido selecionada uma ou duas espécies de cada género para o codificar e, certamente, *Lichas* terá sido codificada com base nas espécies bálticas do Katiano superior/Hirnantiano, as quais correspondem a termos mais evoluídos e, por isso, devem ser preteridos na codificação de um taxon. Se incorporarmos os caracteres dos membros mais antigos de *Lichas* na matriz de Pollitt *et al.* (2005, p. 241) ou corrigirmos alguns caracteres que se consideram mal codificados, alteram-se de imediato os resultados de várias colunas. São exemplo o percurso da secção anterior da sutura facial (codificada como subparalela, sendo, porém, convergente), a presença de tubérculos no hipostoma (codificada como ausente, quando estão presentes no corpo médio; e.g. Temple, 1969, est. 3, fig. 1; Dean, 1974, est. 34, fig. 5 e Thomas & Holloway, 1988, est. 1, fig. 10) e a presença de espinha posteromediana pigidial (codificada como ausente quando está presente nos membros mais antigos do género). Adicionalmente, um conjunto de caracteres (e.g. 12, 14, 28) foram deixados com interrogação, mas estavam previamente documentados. Alguns destes caracteres são os nós que separam a tribo Lichini de Dicranopeltini, como a ornamentação hipostomal. A alteração destes caracteres na matriz de Pollitt *et al.* (2005) é suficiente para aproximar estes taxa. Além dos erros de codificação identificados, a matriz perde também valor por incluir muito poucos membros (a nível específico) das famílias analisadas, com vários dos grupos sugeridos pelos autores a não poderem ser suportados. Deste modo, as conclusões da análise de Pollitt *et al.* (2005) não são consideradas válidas e corrobora-se neste trabalho a interpretação pioneira de Tripp (1957), que relacionou *Lichas* com *Uralichas,* relação argumentada em detalhe neste trabalho, à qual se acrescenta ainda a relação hipostomal de ambos géneros, descrita por este autor.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Sandbiano? ao Hirnantiano) e Silúrico de Portugal, Espanha, França, Itália (Sardenha), Turquia, Suécia, Marrocos, Reino Unido, Estados Unidos da América, Japão?, Mongólia? eTurquestão?

***Lichas lusitanica* n. sp.**

(Est. 31, Figs. A-M)

v *1897 Lichas* aff. incola Barr. – Delgado, p. 28
vp *1897 Lichas* aff. *convexus* Angelin – Delgado, p. 28
v *1908 Lichas* cf. *incola* Barr. – Delgado, p. 57
vp *1908 Lichas* aff. *convexus* Angelin – Delgado, p. 57
v 1947 *Lichas* aff. *incola* – Thadeu, p. 232, est. III, figs. 10-11
vp 1985 Lichids indet. – Young, pp. 439-440, est. 52, figs. 14-15, 17, 20

Etimologia. Diz respeito à Lusitânia, nome antigo atribuído ao território oeste da península Ibérica que inclui grande parte do atual território português.

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de um pigídio (MG186a e MG186b; Est. 31, Figs. A, B, M).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paratipos. Oito cranídios incompletos (moldes internos: MG179; MG181a; MG182; MG188a; MG2810; MG2836-1; MG2836-2; MG2839/moldes externos:MG181b; MG188b); um toracopigídio (molde interno: MG184a/molde externo: MG184b); três pigídios (moldes internos: MG185; MG2837; MG2838).

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2).

Diagnose. Uma espécie de *Lichas* morfologicamente muito semelhante a *L. vinassai* que se diferencia por apresentar a banda posterior da terceira pleura pigidial alongada, definida por um sulco pleural que não converge posteriormente com a continuação pós-axial do sulco dorsal.

Descrição e observações. No trabalho de Hammann & Leone (2007: 77-79) é descrita detalhadamente a espécie *L. vinassai*, cranidialmente indistinta de *L. lusitanica* n. sp., pelo que se optou por não repetir uma descrição exaustiva neste trabalho. No entanto, o tórax da espécie era conhecido apenas de segmentos isolados e entre o material português existe um toracopigídio quase completo, motivo pelo qual se descreve aqui apenas esta parte somática para completar a descrição dos autores da espécie. O facto de Polllitt *et al.* (2005) terem considerado um caracter torácico importante para a sistemática da Família Lichidae (inflação da banda posterior em relação à banda anterior das pleuras) e do tórax de muitos taxa de lichídeos ser desconhecido motiva a descrição desta estrutura.

Assim, o tórax apresenta-se composto por pelo menos dez segmentos, comsulcos dorsais bem marcados e moderadamente profundos (semelhantes aos sulcos pleurais). Ráquis torácico convexo (tr.), diminuindo gradualmente de largura em direção posterior, a uma taxa que se mantém aproximadamente constante (a largura do anel mais posterior corresponde a cerca de 62% da largura do nono anel a contar em sentido posterior para anterior). Anéis raquidiais subretangulares, com os cantos anterolaterais encurvados anteriormente, arqueados transversalmente e de forma suave sagitalmente. Sulcos articulares finos (sag.) e moderadamente profundos (semelhantes aos axiais). O meio-anel articular é mais comprido (sag.) que o anel raquidial (*vd*. Hammann & Leone, 2007), embora nãotenha sido possível confirmar esta condição uma vez que mesmo os segmentos esfoliados e/ou em corte transversal não permitem observar o limite anterior desta estrutura. Pleuras subretangulares, ligeiramente oblíquas em relação à linha sagital do tórax e encurvando em direção posterior mais fortemente no seu terço distal. Pontas distais suavemente pontiagudas e encurvadas para trás. Sulcos pleurais ligeiramente sigmoidais, profundos e finos (exsag.), encurvando em direção posterior e estendendo-se até ao limite distal das pleuras. A convexidade da banda pleural anterior e posterior é equivalente e muito suave (estado 0 de Pollit *et al.*, 2005, desconhecido para o género *Lichas* à data desse trabalho). Dobra pleural estende-se até 1/3 da largura (tr.) pleural total e está ornamentada por cerca de 15-20 linhas em terraço, transversais, ligeiramente encurvadas ou sigmoidais, com espaçamento diminuindo

ligeiramente em direção abaxial. Superfície torácica (anéis e pleuras) ornamentados por picotado semelhante ao do cefalão, constituído por grânulos de dimensões pouco variáveis.

Relativamente ao pigídio, estrutura que permite a distinção da nova espécie, *L. lusitanica* n. sp. diferencia-se de *L. vinassai* sobretudo pelo contorno da banda posterior da terceira pleura pigidial. Em *L. vinassai,* esta banda é curta (exsag.), de contorno oval, situada em posição oposta à constrição dos sulcos dorsais que delimitam a ráquis e a porção pós-raquidial. Em *L. lusitanica* n. sp., esta banda é alongada (exsag.), ampla (tr.), não se verificando a convergência posterior do sulco pleural que a define, estando os seus limites posteriores indefinidos mas localizando-se próximo do bordo pigidial. Apenas a porção mais anterior da banda posterior da terceira pleura pigidial está oposta à constrição raquidial, continuando na maior parte da sua extensão oposta à região pós-raquidial. Também o contorno pigidial posterior de *L. lusitanica* n. sp. é menos pontiagudo que em *L. vinassai*, em concordância com a descrição de Hammann & Leone, 1997, uma vez que os dois pigídios figurados por estes autores não permitem a observação do limite posterior pigidial.

Em comparação com o material-tipo de *Lichas vinassai* da Formação Portixeddu da Sardenha, descrito e figurado por Hammann & Leone (2007), os espécimes portugueses apresentam uma diferença muito subtil a nível pigidial, a qual justifica a separação específica de ambos os conjuntos de espécimes. O terceiro sulco pleural do material sardo é claramente côncavo (em relação com o eixo sagital), limitando uma banda posterior da pleura oval. No material português, o terceiro sulco pleural inicia-se retilíneo, encurvando depois para se tornar muito suavemente côncavo, limitando uma banda posterior da pleura que é alongada. Esta diferença verifica-se em todo o material disponível, pelo que não se considera ser preservacional. No trabalho de Hammann & Leone (2007, texto-fig. 43) é representada a banda anterior da primeira pleura pigidial como sendo sempre mais curta (exsag.) que a banda posterior até ao seu limite distal (ver também op. cit., pl. 47, fig. 8), o que poderia ser uma diferença adicional. Porém, as imagens figuradas parecem indicar tratar-se de um erro de interpretação na ilustração da espécie. Um dos pigídios figurados por Hammann & Leone (2007, pl. 47, fig. 6b) mostra que a primeira pleura direita apresenta a configuração interpretada pelos autores mas que se trata de uma fratura pois o mesmo espécime apresenta do lado esquerdo a primeira pleura completa e com a mesma configuração observada no material português. No material português esta banda anterior é apenas mais curta (exsag.) que a posterior junto à ráquis, aumentando de comprimento em direção abaxial, sendo tão ou mais comprida (exsag.) que a banda posterior no extremo distal da pleura. A nível cranidial, *L. vinassai* e *L. lusitanica* n. sp. são, de facto, muito semelhantes e, com base no material disponível, indistintas.

Lichas lusitanica n. sp. é morfologicamente também muito próxima de *L. affinis* da Formação Boda Limestone do Katiano superior/Hirnantiano da Suécia e de *L. laciniatus* da Formação Jonstorp do Katiano superior da Suécia. A nível cranidial, a espécie portuguesa distingue-se por apresentar lóbulos L1a ligeiramente maiores. Em relação a *L. affinis*, sendo o estrangulamento glabelar de *L. lusitanica* n. sp. mais marcado. Estas diferenças tinham também já sido elencadas por Hammann & Leone (2007) para distinguir *L. vinassai* da espécie báltica. As restantes diferenças elencadas por Hammann & Leone (2007) não são contudo claras. A nível pigidial, *L. affinis* (ver Thomas & Holloway, 1988, pl. 1, fig. 8)

distingue-se por apresentar uma margem posterior pigidial arredondada, sem vértice mediano e pela configuração da banda posterior da terceira pleura pigidial, elíptica, com o sulco pleural a limitá-la posteriormente. *L. laciniatus* tem a configuração pigidial mais próxima de *L. lusitanica* n. sp., distinguindo-se, porém, por um terceiro sulco pleural que se inicia já côncavo (em relação à linha sagital pigidial) e que "fecha" a banda posterior da terceira pleura. Consequentemente, a banda posterior da terceira pleura em *L. lusitanica* n. sp. é também mais larga (tr.).

Nos trabalhos de Delgado (1908), Thadeu (1947) e Young (1985) é considerado existir entre o material do género *Lichas* da Formação Porto de Santa Anna dois morfotipos cefálicos e dois morfotipos pigidiais. Contudo, no trabalho agora apresentado é considerada a existência de dois morfotipos cefálicos distintos (*L. lusitanica* n. sp. e *L. loredensis* n. sp.). No entanto, não se considera que o fóssil de pigídio (MG185) referenciado anteriormente (Delgado, 1897, 1908; Thadeu, 1947 e Young, 1985) como um morfotipo distinto dos restantes pigídios existentes entre o material do género seja diferente, sendo todos os pigídios incluídos na espécie *Lichas lusitanica* n. sp. Esta atribuição é efetuada com um grau de confiança elevado pelo facto de *L. lusitanica* n. sp. ser muito mais abundante do que *L. loredensis* n. sp. (sendo improvável que os quatro pigídios encontrados pertençam ao taxon muito mais raro), pela convexidade moderada e ornamentação torácica e pigidial coincidente com a dos cefalões de *L. lusitanica* n. sp. (menos convexa e constituída por grânulos um pouco mais pequenos que *L. loredensis* n. sp.*)* e pela coerência da largura dos sulcos das diferentes partes somáticas (*L. loredensis* n. sp. caracteriza-se por apresentar os sulcos cefálicos muito mais amplos). À semelhança do que se observa em *L. marocanus*, espécie morfologicamente muito próxima de *L. loredensis* n. sp., é expectável que os sulcos pigidiais desta última sejam mais largos que em *L. lusitanica* n. sp. Neste contexto, é provável que Delgado (1908) tenha efetuado a distinção do espécime MG185 (Young, 1985, est. 52, fig. 20; Est. 31, Fig. L; *L.* aff. *convexus* dos trabalhos anteriores) pela presença de terminação posteromediana ogival, quase em espinha. Os outros três espécimes estão fragmentados e não preservam a margem posterior do pigídio de forma tão esclarecedora. Como Delgado (1908) considerou que o material agora identificado como *L. lusitanica* n. sp. era próximo de *Uralichas*? *incola*, deverá ter considerado que a espinha posteromediana estaria ausente (como na espécie checa), pelo que perante a existência de duas espécies de *Lichas* nos mesmos níveis, a descoberta de um pigídio deste género com espinha posteromediana tê-lo-á levado a considerar que pertenceria aos cefalões identificados como *L.* aff. *convexus.* Relativamente aos hipostomas do género encontrados, não foi possível efetuar com um grau de certeza satisfatório a sua atribuição específica. Como tal, optou-se por os identificar em nomenclatura aberta, embora a maioria ou mesmo totalidade deva pertencer a *L. lusitanica* n. sp., por uma questão de representatividade desta espécie nos níveis em estudo face a *L. loredensis* n. sp.

História do estudo. Os primeiros espécimes de *L. lusitanica* n. sp. foram coletados em outubro de 1871 na jazida clássica da Vinha de Leira Má (Louredo, Buçaco, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2). Mais tarde, numa nova campanha realizada em março de 1877, foi recolhida a maior parte do material atualmente conhecido da subespécie. Primeiramente, Delgado (1897) classificou este material como *Lichas* aff. *incola* mas mais tarde optou pela designação *Lichas*

cf. *incola* (Delgado, 1908), o que sugere que o autor considerou que de facto o material poderia pertencer à espécie checa. *Uralichas*? *incola* (provavelmente *Bohemolichas incola*, ver observações sobre *Lichas*) é bastante distinta de *L. lusitanica* n. sp. (não só a nível cranidial mas sobretudo a nível pigidial). Um espécime da coleção clássica estudado por Nery Delgado (MG188) contém uma etiqueta com a indicação de ter sido desenhado por Luiz de Almeida Couceiro, que entre as décadas de 1870 e 1900 ocupou diferentes cargos na Comissão do Serviço Geologico, entre eles o de desenhador. Este desenho seria o número 6 de um conjunto de cerca de 32 espécimes, todos pertencentes a espécies distintas, que terá realizado de trilobites do Ordovícico português. Nery Delgado teria a intenção de publicar este material, porém não o chegou a fazer. O material é novamente estudado apenas cinquenta anos depois por Thadeu (1947). Embora o figure pela primeira vez, Décio Thadeu não efetuou qualquer alteração às identificações de Delgado, mantendo neste caso a designação de *L.* aff. *incola* efetuada por Delgado (1897),. Mais tarde, Young (1985) reviu este material e classificou-o conjuntamente com os espécimes de *L. loredensis* n. sp. como Lichids indet. Este autor considerou existirem dois tipos de pigídios e dois tipos de cefalões, figurando-os, e admitiu que, não sendo possível atribuir os conjuntos de partes somáticas com segurança entre si, o mais prudente seria deixá-los em nomenclatura aberta. Os espécimes portugueses não foram referidos por mais nenhum autor e também não foram incluídos na revisão da Família Lichidae efetuada por Thomas & Holloway (1988). Não deixa de ser estranho que Přibyl & Vaněk (1972), num trabalho onde definiram o novo género *Bohemolichas*, o qual tem como espécie-tipo "*Lichas incola*", não tenham efetuado qualquer referência ao material português atribuído a esta espécie, sobretudo porque citaram o trabalho de Thadeu (1947) na sinonímia da sua nova espécie *Eudolatites sumptuosus*. Menos comum é o facto de Hammann (1992) e Hammann & Leone (2007) não terem efetuado qualquer referência ao material de Lichidae português. É sabido que Wolfgang Hammann conhecia bem o trabalho de Thadeu (1947) e em ambas as publicações referidas discutiu com detalhe a relação dos outros taxa descritos e figurados por Thadeu (1947) sempre que identificou um género em comum entre o material alvo dos trabalhos de Hammann (1992) e Hammann & Leone (2007). No entanto, em ambos trabalhos não é efetuada qualquer referência aos espécimes portugueses de *Lichas* nas suas extensas observações sobre as espécies do género identificadas e descritas em Espanha e na Sardenha. Esta será, pois, a razão pela qual o material português tem permanecido desconhecido nos trabalhos de revisão da Família Lichidae (e.g. Thomas & Holloway, 1988; Whittington, 2003; Pollitt *et al.*, 2005).

***Lichas loredensis* n. sp.**

(Est. 32, Figs. A-N)

vp 1897 *Lichas* aff. *convexus* Angelin – Delgado, p. 28
vp 1908 *Lichas* aff. *convexus* Angelin – Delgado, p. 57
vp 1947 *Lichas* aff. *convexus* – Thadeu, pp. 231-232, est. III, figs. 9
vp 1985 Lichids indet. – Young, p. 439-440, est. 52, figs. 14-15, 17-20

Etimologia. Diz respeito à localidade Louredo, de onde provém a maioria do material da espécie. Até meados do século XX a palavra era grafada "Loredo" e por uma questão de estabilidade bibliográfica (existem várias espécies de trilobites e braquiópodes com o epíteto específico "loredensis"), manter-se-á a origem do nome em relação à grafia antiga do término.

Holótipo. Molde interno e correspondente molde externo de um cranídio incompleto (MG183a e MG183b; Est. 32, Figs. A-E).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paratipos. Dois cranídeos incompletos (moldes internos: MG178a; MG187a/moldes externos: MG178b; MG187b).

Outro material. Um cranídio (molde interno: MG180).

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2) e Penacova (Cácemes, CAC-PSA-1), Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Lichas* que se caracteriza pela forte convexidade cranidial, sulcos dorsais muito profundos e amplos (sag. e tr.), sulcos longitudinais que terminam ao nível de L1b onde apresentam uma configuração subsagital; L1a alongado transversalmente, sendo o extremo abaxial mais pontiagudo e o adaxial mais arredondado; L1b quase indistinto, transversal, separado dos lóbulos bulares apenas pela ligeira mudança de convexidade (maior nos últimos) e lóbulos bulares muito alongados, de contorno subretangular a ligeiramente subelíptico.

Descrição. Cranídio fortemente arqueado (sag. e tr.). Glabela constituída por um lóbulo glabelar fronto-mediano muito convexo e elevado em relação aos lóbulos bulares. A sua parte posterior, oposta ao terço posterior dos lóbulos bulares, é deprimida, aplanada e mais baixa em vista lateral do que os lóbulos bulares. A glabela tem máxima largura (tr.) ao nível dos cantos anterolaterais, estreitando fortemente em direção posterior para apenas 30% dessa largura ao nível dos lóbulos L1b. Margem frontal e cantos anterolaterais glabelares arredondados, não se sobrepondo ao bordo anterior e sulco pré-glabelar. O comprimento (sag.) glabelar incluindo o anel occipital é maior que a largura (tr.) glabelar ao nível da parte mais larga dos lóbulos bulares. Sulco pré-glabelar profundo, tornando-se mais amplo (exsag.) em direção abaxial, apresentando ao nível dos cantos anterolaterais glabelares uma fóssula hipostomal profunda no contacto com os sulcos dorsais. Sulcos dorsais amplos (tr.), profundos, de traçado ligeiramente côncavo em relação ao eixo sagital na sua metade anterior, convergindo depois até alcançar L1b onde abruptamente divergem para se conectarem com o sulco occipital no extremo distal de L1a. Sulcos longitudinais profundos, largos (tr.), convergindo em direção posterior até terminarem ao nível de L1b onde têm uma configuração subsagital. Sulco occipital profundo, amplo (sag.), transversal. Os sulcos longitudinais não intersetam os sulcos dorsais nem o sulco occipital. L1a pequeno, pouco convexo, elíptico, alongado transversalmente, sendo o extremo abaxial mais pontiagudo e o adaxial mais

arredondado. L1b quase indistinto, transversal, separado dos lóbulos bulares apenas pela ligeira mudança de convexidade (maior nos últimos). Contacta com L1a através de um sulco transversal, estreito (tr.) e profundo que conecta os sulcos dorsais com o sulco occipital. Lóbulos bulares grandes, subelípticos a subretangulares, dispostos oblíquos ao eixo sagital. Anel occipital suavemente convexo, inclinado para a frente em vista lateral, com o dobro do comprimento (sag.) de L1a. Bordo anterior estreito (sag.), convexo, tornando-se mais amplo (150%, exsag.) em direção abaxial onde define uma aresta suave nos cantos anterolaterais. Fixigenas muito estreitas (tr.), subretangulares e subparalelas aos lóbulos bulares, com o lóbulo palpebral separado por um sulco palpebral estreito e menos profundo que o sulco dorsal. Lóbulos palpebrais subcirculares, grandes (quase o dobro do comprimento do anel occipital), com os seus extremos anteriores localizados no primeiro terço dos lóbulos bulares e os seus extremos posteriores ao nível da zona intermédia de L1b. Prolongamento fixigenal posterolateral convexo (exsag.), transversal e subretangular. Secções anteriores da sutura facial ligeiramente divergentes após os lóbulos palpebrais, convergindo anteriormente ao bordo anterior. Secções posteriores da sutura facial divergem transversalmente após o lóbulo palpebral, encurvando fortemente para definir extremos distais arredondados dos prolongamentos da fixigena. Librigena desconhecida. Ornamentação constituída por grânulos de dimensões variáveis, ligeiramente maiores na porção posterior e média da glabela e mais pequenos na sua parte anterior, no anel occipital e L1a. Grânulos ausentes no bordo anterior e nos amplos sulcos cefálicos.

Discussão. A decisão de estabelecimento de uma nova espécie, mesmo com a existência unicamente de quatro cranídios, foi tomada pelo facto de este material pertencer a uma coleção clássica conhecida na literatura desde 1897 (Delgado, 1897) e pela dificuldade em recolher ou encontrar mais material conspecífico (os seus espécimes são extremamente raros e provenientes de jazidas que foram intensivamente exploradas durante várias décadas e cujos níveis fossilíferos atualmente afloram muito pouco ou são inexistentes). Desta forma, e porque o material disponível está bem preservado, considera-se ser possível efetuar uma diagnose suficiente, sendo importante o seu registo para documentar a grande variabilidade morfológica das trilobites lichídeos.

De entre as espécies atribuídas ao género *Lichas*, *L. marocanus* Destombes (1967; est. IX, figs. 1-5) da parte média da Formação Ktaoua Superior do Kralodvoriano de Marrocos e *L. barcai* Hammann & Leone (2007; est. 49, figs. 1-7) do topo da Formação Punta Serpeddi do Kralodvoriano da Sardenha são as formas morfologicamente mais próxima de *Lichas loredensis* n. sp. É ainda possível observar que *L. marocanus* apresenta uma convexidade muito pronunciada como *L. loredensis* n. sp. e sulcos cefálicos amplos, características que só ocorrem no género *Lichas* nestas duas espécies. No entanto, diferem em outros caracteres cefálicos de valor taxonómico específico, nomeadamente o contorno dos lóbulos bulares, mais arredondados em *L. marocanus*, no percurso dos sulcos longitudinais, mais divergente e com um estreitamento mais marcado em linha com os lóbulos palpebrais em *L. marocanus*. Hammann & Leone (2007; est. 50, figs. 1-9) identificaram também a espécie *L. marocanus* na Formação Punta Serpeddi do topo do Berouniano superior da Sardenha. Estes autores consideraram que os sulcos longitudinais de *L. marocanus* atingem o sulco occipital. Porém,

Destombes (1967: 124) considerou que estes sulcos "(…) n'atteignent pas de sillon occipital (…)". As figuras de Destombes (1967, est. IX, figs. 1-4) estão porém escurecidas na zona posterior, dificultando a observação deste detalhe. No entanto, no que respeita aos restantes caracteres o material marroquino e sardo parece efetivamente conspecífico, pelo que se considera a interseção entre os sulcos longitudinais e occipital uma diferença mais entre *L. loredensis* n. sp. e *L. marocanus*. O diferente contorno dos lóbulos bulares é, efetivamente, a diferença mais marcante entre as formas *L. marocanus* e *L. loredensis* n. sp., sendo que o controlo preservacional não justifica a distinta morfologia, observando-se quer nos cranídios estirados longitudinalmente, quer nos estirados transversalmente, caraterística que permite considerar esta diferença real.

Relativamente a *L. barcai*, as diferenças a nível cranidial entre esta espécie e *L. loredensis* n. sp. assentam na convexidade muito superior da glabela desta última, que em perfil lateral se eleva fortemente acima dos lóbulos bulares, decaindo apenas no último terço posterior do comprimento (sag.) glabelar; e na largura dos sulcos cefálicos que é significativamente superior. Esta diferença não parece ser devida à deformação, uma vez que se, eventualmente, *L. barcai* possuisse uma glabela fortemente inflada, ao ser deformada por compactação esta deveria sobrepor-se anteriormente ao bordo anterior e ao sulco préglabelar e/ou apresentar sinais de colapso da estrutura. Tal facto não se verifica (Hammann & Leone, 2007, est. 49, fig. 1b, 2c). Por outro lado, a largura dos sulcos cefálicos não parece sofrer tão grande alteração por deformação. Se a largura destas estruturas fosse muito afetada pela deformação, seria expectável existirem nas jazidas da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2) espécimes que constituiriam termos intermédios (sulcos mais largos que em *L. lusitanica* n. sp. mas marcadamente menos que em *L. loredensis* n. sp.)e tal não se verifica. Em todos os outros caracteres cranidiais ambas as espécies são extremamente semelhantes.

Os caracteres diagnósticos, sobretudo a largura (exsag. e tr.) dos sulcos cefálicos e a grande convexidade cranidial, diferenciam *L. loredensis* n. sp. das restantes espécies estabelecidas para *Lichas*, pelo que não é necessário efetuar mais considerações.

História do estudo. Os quatro espécimes de *L. loredensis* n. sp. foram coletados na segunda metade do século XIX na jazida clássica da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1) e na jazida da Fonte de Cácemes (CAC-PSA-1) da região de Buçaco. Delgado (1897) classificou este material como *Lichas* aff. *convexus*, aproximando-a da espécie definida por Angelin (1854, p. 70, pl. 36, figs. 5a-5b) no Ordovícico Superior da Suécia. Como a nomenclatura aberta indica, Delgado (1897) não considerou o material português conspecífico do sueco e prova disso foi o facto de*L. convexus* ter sido, mais tarde, considerada sinónimo de *L. verrucosus* Eichwald, 1842, posteriormente atribuída ao género *Metopolichas* por Tripp (1958). A restante história do estudo desta espécie é coincidente com a descrita em *Lichas lusitanica* n. sp.

Diferenciação de *L. lusitanica* n. sp. e *L. loredensis* n. sp. A espécie *L. loredensis* n. sp. coocorre com *L. lusitanica* n. sp. nas jazidas LOR-PSA-1 e LOS-PSA-2. Embora morfologicamente próximas, *L. loredensis* n. sp. distingue-se facilmente por uma convexidade significativamente superior e, sobretudo, pela maior largura (sag. e tr.) dos sulcos cefálicos. Outras diferenças, embora menos imediatas à observação, é a ornamentação composta por

grânulos de dimensões um pouco superiores em *L. loredensis* n. sp., a fóssula hipostomal profunda presente apenas nesta espécie e o comprimento (sag.) glabelar incluindo o anel occipital é maior que a largura (tr.) glabelar ao nível da parte mais larga dos lóbulos bulares em *L. loredensis* n. sp. enquanto em *L. lusitanica* n. sp. é aproximadamente igual.

***Lichas* sp.**

(Est. 33, Figs. F-J; Est. 34, Figs. A-B)

- v 2005 *Uralichas*? sp. – Sá, p. 340-341, est. 48, fig. 21-22
- v 2006 *Uralichas*? sp. – Sá, fig. 1
- v 2010 *Lichas vinassai* Hammann & Leone, 2007 – Sá & Rábano, fig. 1

Material. Dois cranídios incompletos (moldes internos: MGUTAD-TMC-VII-2; MGUTAD15300)**, p**rovenientes da Formação Chão do Amieiral (Moncorvo).

Membro Queixopêrra – Um cranídio (molde interno: CMP0370) proveniente da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação (Carregueira, CRG-FCP-1) e Formação Chão do Amieiral, Torre de Moncorvo (Mós, TMC-VII) do Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. Incluem-se sob a designação *Lichas* sp. os registos do género no Berouniano médio de Moncorvo e de Mação. A conspecificidade do material proveniente das duas regiões distintas não é possível de assegurar. Porém, a melhor classificação para ambos é *Lichas* sp. e o facto de ocorrerem em níveis coetâneos justifica a inclusão de ambos sob a mesma designação. Por esse motivo descrevem-se os dois conjuntos de material separadamente.

Formação Chão do Amieiral (Moncorvo). O material consiste apenas em dois cranídios deformados e incompletos. A glabela é moderadamente convexa e não se sobrepõe ao bordo anterior, os sulcos longitudinais, convergentes em sentido posterior, circunscrevem os lóbulos bulares convexos e terminam na sua base, sem os limitar posteriormente embora pareçam encurvar ligeiramente em sentido abaxial. Em vista lateral, a parte posterior da glabela, oposta ao terço posterior dos lóbulos bulares, é deprimida, aplanada e mais baixa do que os lóbulos bulares. Esta mudança de convexidade entre a parte posterior glabelar e a sua porção médio-anterior causa um sulco transversal no contacto entre as duas zonas com convexidades distintas o qual poderá ser um artefacto da deformação. Lóbulo palpebral com extremo posterior situado ao nível do sulco occipital e extremo anterior situado ao nível do quarto posterior dos lóbulos bulares. Lóbulos L1b fundidos com os lóbulos bulares. O sulco occipital é profundo e subretilíneo. Bordo anterior estreito (sag.), convexo, tornando-se mais amplo (150%, exsag.) em direção abaxial onde define uma aresta suave nos cantos anterolaterais. Fóssula hipostomal ausente ou muito pouco profunda. Estes caracteres permitem a atribuição ao género *Lichas*. Sá & Rábano (2010) identificaram o espécime MGUTAD-TMC-VII-2 (Est. 33, Figs. F, H) como pertencente à espécie *Lichas vinassai*. A proximidade morfológica

cranidial entre as espécies ordovícicas atribuídas ao género *Lichas* (*L. affinis, L. barcai, L. laciniatus, L. loredensis* n. sp., *L. marocanus,* e *L. vinassai*) foi discutida anteriormente. À exceção de *L. marocanus* e *L. loredensis* n. sp., cuja maior convexidade e largura dos sulcos dorsais permitem diferenciá-las com maior facilidade. As restantes espécies são, cranidialmente, muito semelhantes, sendo mais facilmente distinguíveis pelos caracteres pigidiais. Os caracteres cranidiais diagnósticos não estão preservados (tamanho e contorno dos lóbulos L1a e razão entre o comprimento glabelar incluindo anel occipital e largura máxima glabelar) ou não são possíveis de medir pela deformação (estreitamento glabelar em relação à largura dos lóbulos bulares), pelo que não é possível a identificação específica deste material.

Membro Queixopêrra – Formação Cabeço do Peão (Mação). Embora se conheça apenas um cranídio proveniente do Membro Queixopêrra, o seu estado preservacional permite a atribuição segura ao género *Lichas*. A configuração do bordo anterior, os longos sulcos longitudinais terminando adaxialmente em relação aos lóbulos bulares, a porção posterior fixigenal reduzida e a posição do olho significativamente posterior, imediatamente na frente do sulco occipital permitem o diagnóstico de *Lichas* e a distinção de *Uralichas,* forma à qual se poderia assemelhar também o cranídio recolhido. O único espécime não permite efetuar mais considerações. Aguarda-se a recolha, ainda que muito improvável, de um pigídio que permita a identificação específica daquele que é (conjuntamente com o material de Moncorvo) o registo mais antigo conhecido para o género. Neste enquadramento *Lichas* sp. é atualmente a espécie mais rara do Membro Queixopêrra da região de Mação, conhecendo-se um único espécime, recolhido apenas em 2015, mais de 110 anos após o início das extensas colheitas fossilíferas destes níveis.

A presença de *Lichas* sp. no Berouniano médio português, ainda que sem ser possível a sua identificação específica, é importante do ponto de vista evolutivo, biostratigráfico paleobiogeográfico porque constitui o registo mais antigo do género. Até ao momento, os registos mais antigos do género *Lichas* eram *Lichas* sp. da Formação Monte Orri do Berouniano superior? da Sardenha e *Lichas vinassai* da Formação Portixeddu do Kralodvoriano, também da Sardenha. De idade semelhante, reportamos aqui as espécies *L. lusitanica* n. sp. e *L. loredensis* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna de Portugal. *Lichas* sp. da Formação Chão do Amieiral provém de um nível com oólitos, remetendo a sua proveniência para a Camada Chôsavelha ou níveis basais da formação referida. Desta forma, a sua posição estratigráfica permite a atribuição segura ao Berouniano médio. O espécime proveniente da Formação Cabeço do Peão, em Mação, veio corroborar a presença de *Lichas* no Berouniano médio português. Esta ocorrência permite alargar a distribuição estratigráfica do género ao topo do Sandbiano/base do Katiano (andares globais). Por outro lado, como discutido anteriormente, os registos ibéricos e sardosardos de *Lichas* sugerem que o género terá tido uma origem peri-gondwânica e não báltica, como proposto por Hammann (1992). À data do trabalho de Hammann (1992, tab. 2) os registos mais antigos do género considerados pelo autor eram provenientes da China. No entanto, talvez pelo facto de *Lichas* ter sido um género estabelecido na Suécia e as suas ocorrências bálticas terem sido as mais estudadas, considerou-o originário desta região. Aqui considera-se que o material do Sandbiano chinês

(Zhou & Dean, 1986, ver discussão do género *Lichas*) pertence à espécie *Metopolichas*. Desta forma, propõem-se uma origem peri-gondwânica para o género *Lichas*. Esta proposta é corroborada pela provável relação filogenética de *Lichas* e *Uralichas*, distribuição estratigráfica e paleobiogeográfica de ambas e diversidade do género no Ordovícico Superior (ver discussão do género).

***Lichas* sp. indet.**
(Est. 34, Figs. C-K)

Material. Dois cranídios incompletos (moldes internos:); dois hipostomas (moldes internos: MG30624a; MG30625/molde externo: MG30624b) provenientes do Membro Poiares – Formação Ferradosa (Penacova).

Um pigídio (molde interno: MG30626a/molde externo: MG30626b) originário do Membro Riba de Cima – Formação Ferradosa (Penacova).

Um cranídio incompleto (molde interno: MG30575) proveniente do Membro Riba de Cima – Formação Ferradosa (Vila Nova de Poiares).

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa, em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MP-1) e Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1) e em Vila Nova de Poiares (Alveite Grande, ALV-MRC-1), Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Portugal.

Descrição e observações. Vários fragmentos atribuíveis ao género *Lichas* (cranídios, pigídios e hipostomas) foram recolhidos na Formação Ferradosa em Penacova e Vila Nova de Poiares. O estado preservacional é muito deficiente e dificilmente se consegue distinguir o material. Porém, a configuração dos sulcos cranidiais, pigidiais e a estrutura hipostomal permitem a atribuição segura ao género. A Formação Ferradosa é aqui cosiderada lateralmente equivalente à Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha, onde Hammann (1992) descreveu também o género. Corresponde ao primeiro registo do género nesta formação.

Hipostomas de *Lichas* sp. inc.
(Est. 33, Figs. A-E)

vp 1897 *Lichas* aff. incola Barr. – Delgado, p. 28
vp 1908 *Lichas* cf. *incola* Barr. – Delgado, p. 57
vp 1947 *Lichas* aff. *incola* – Thadeu, p. 232, est. III, fig. 12
vp 1985 Lichids indet. – Young, p. 439-440

Material. Cinco hipostomas incompletos (moldes internos: MG176; MG177; MG2841-1; MG2841-2; MG2842)**.**

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2).

Observações. Os hipostomas aqui incluídos provêm de jazidas onde foram identificadas duas espécies do género *Lichas* (*L. loredensis* n. sp. e *L. lusitanica* n. sp.). A sua atribuição genérica a *Lichas* é efetuada de forma segura. No entanto, não é possível identificar a nível específico estes espécimes e/ou atribuí-los com segurança a uma das duas espécies do género identificadas. *L. lusitanica* n. sp. é francamente mais abundante nas jazidas referidas do que *L. loredensis* n. sp., pelo que é maior a probabilidade dos hipostomas aqui descritos pertencerem a essa espécie. Os cinco espécimes são indiferenciáveis entre si, estando apenas um completo e os restantes mal preservados e incompletos. São em todos os aspetos muito semelhantes aos hipostomas de *Lichas vinassai* da Formação Portixeddu da Sardenha, descrito e figurado por Hammann & Leone (2007, p. 78, est. 47, figs. 2,7; est. 48, fig. 2), pelo que não se descreve aqui. Comparando com o hipostoma de *L. barcai*, do topo da Formação Punta Serpeddi do Kralodvoriano da Sardenha (Hammann & Leone, 2007, est. 49, fig. 4a) e de *L. laciniatus* da Formação Jonstorp do Katiano superior da Suécia (Thomas & Holloway, 1988, est.1, fig. 10), o lóbulo posterior do corpo médio parece ter os seus cantos anterolaterais em posição mais abaxial do que os limites laterais do lóbulo anterior. Os sulcos médios têm uma configuração longitudinal subretilínea em *L. barcai* e *L. laciniatus* enquanto em *L. vinassai* são sigmoidais, divergindo ao nível das máculas para contornar os cantos anterolaterais do lóbulo posterior. Relativamente a *L. marocanus*, os hipostomas figurados (Destombes, 1967, est. IX, fig.4b e Hammann & Leone, 2007, est. 50, figs. 2-3) estão bastante deformados para permitir uma comparação clara com o material português.

Ordem **ODONTOPLEURIDA** Whittington *in* Moore, 1959

Família **ODONTOPLEURIDAE** Burmeister, 1843

Subfamília **ODONTOPLEURINAE** Burmeister, 1843

(*sensu* Ramsköld & Chatterton, 1991)

Observações. No trabalho de Ramsköld & Chatterton (1991) foram redefinidas as famílias Acidaspidinae e Odontopleurinae e é no *sensu* deste trabalho que Odontopleurinae é aqui utilizada. Os referidos autores distinguiram Acidaspidinae de Odontopleurinae pela prese nça de dez (em vez de nove) segmentos torácicos (o número de segmentos torácicos é, regra geral, invariante nas subfamílias de Odontopleuridae), bordo anterior cefálico liso (sem espinhas ou tubérculos), hipostoma alargado (largura corresponde a mais do que 140% do comprimento), base das espinhas genais alargada, olhos pouco elevados e peça terminal pigidial estreita, em forma de pera. Regra geral, os acidaspidíneos têm carapaças menos espinhosas que os odontopleuríneos. Posteriormente, Adrain & Ramsköld (1997) proporcionaram uma nova diagnose para a família Odontopleurinae, tendo excluído alguns dos caracteres incluídos na

Tabela 8.9. Razões das medidas consideradas nas trilobites Odontopleuridae Burmeister, 1843.

Razões	
Ccr/Lcr-o – Comprimento vs. Largura cranidial	Lfix/Lcr – Largura fixigenal relativa (em relação ao cranídio)
Lgant/Lcr-o – Largura glabelar anterior vs. Largura cranidial	Llib-o/LC – Largura relativa da librigena
Lgpost/Lcr – Largura glabelar posterior vs. Largura cranidial	CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão (CC/LC)
Lgant/Lgpost – Largura glabelar anterior vs. Posterior	CvLp – Comprimento vs. Largura do pigídio (CP/LP)
Llob/lgpost – Largura relativa lóbulo central glabelar	LRR – Largura relativa da ráquis pigidial (LPr/LP)
Lgant/Llócp – Largura glabelar vs. Largura lóbulo central	CRR – Comprimento relativo da ráquis pigidial (CPr/CP)

anterior. Mantiveram assim como diagnósticos dos odontopleuríneos o bordo cranidial anterior espinhoso ou tuberculado, hipostoma estreito, nove segmentos torácicos, comprimento diferencial dos segmentos torácicos (com máximo alcançado em torno do sexto-sétimo segmentos) e nono segmento pelo menos tão longo quanto o primeiro. A diferenciação entre odontopleuríneos e acidaspidíneos pode ser complicada e a independência destes taxa continua a ser controversa para alguns autores (Jonathan Adrain, 2015, comun. pess.).

Género ***Primaspis*** Richter & Richter, 1917

Espécie-tipo. *Odontopleura primordialis* Barrande, 1846; (=*Primaspis primordialis*) da Formação Letná do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Šnajdr (1984, pp. 49-50).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
CCa – comprimento sagital anterior aos lóbulos oculares
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
CCp – comprimento sagital posterior aos lóbulos oculares
Cg – Comprimento sagital glabelar
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital pigidial (excluindo espinhas)
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura total do cefalão (medida posteriormente)
Lcro – largura do cranídeo ao nível dos olhos
Lgpost – largura da glabela no seu limite posterior
Lfx-o – Largura fixigenal ao nível dos olhos
Llib-o – largura ligrigenal ao nível dos olhos
Lgant – Largura anterior glabelar
Llóbcp - Largura posterior do lóbulo glabelar central
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (excluindo espinhas)
LPr – largura do ráquis pigidial

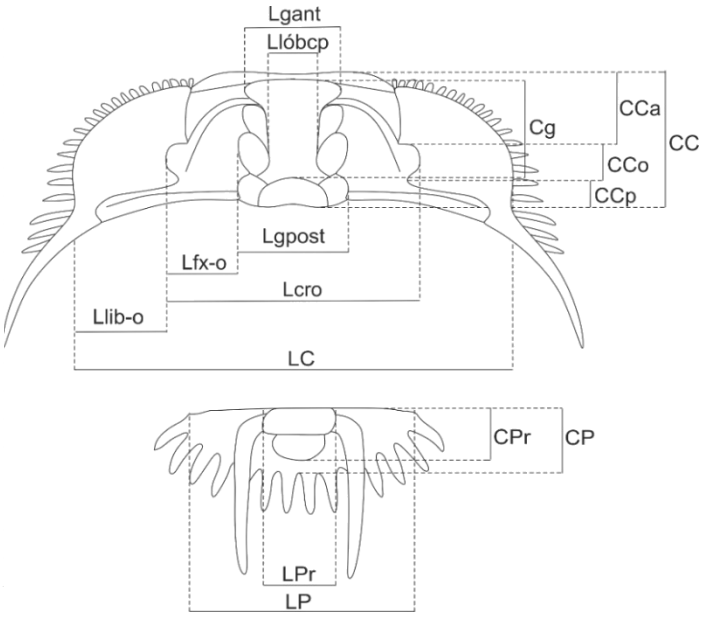


Figura 8.9. Medidas consideradas nas trilobites Odontopleuridae Burmeister, 1843.

Primaspis romanoi n. sp.; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, de Mação e Formação Louredo, Vila Velha de Ródão, ambos do Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Portugal;

P. tremenda (Barrande, 1852); Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Outras referências ao género. Šnajdr (1984) estabeleceu duas espécies novas para o género (*Primaspis oxitron* e *P. propiofan*). À semelhança da sistemática realizada por este paleontólogo para outros grupos da República Checa, denota-se a intenção de uma taxonomia estratigráfica (formações diferentes=espécies diferentes), com grande parte das vezes as espécies a serem diferenciadas com base em caracteres que não são mais do que artefactos preservacionais (formações diferentes=diferentes detalhes evidenciados). *P. oxitron* foi estabelecida para incluir os espécimes do género provenientes da Formação Libeň, infrajacente à formação-tipo (Letná) da espécie-tipo *P. primordialis*. Autores anteriores (Prantl & Přibyl, 1949; Bruton, 1968) indicaram como horizonte-tipo de *P. primordialis* a Formação Libeň, no entanto creio que tal corresponderá a uma incorreção de correlação do material com a litostratigrafia e que os espécimes estudados por estes autores provieram da Formação Letná, de onde é o holótipo (Barrande, 1852, est. 37, figs. 14, 15; Bruton, 1965, est. 1, fig. 9). Os autores posteriores a Šnajdr (1984) consideraram que *P. oxitron* é um sinónimo-júnior de *P. primordialis* (e.g. Vaněk & Valíček, 2001) e a espécie não foi citada, com exceção de Moravec (2001). Segundo a diagnose dada por Šnajdr (1984), os espécimes da Formação Libeň (*P. oxitron* deste autor) distinguem-se do material da Formação Letná (*P. primordialis*) pela presença de uma espinha mediana occipital mais pequena, pela aparente ausência de espinhas marginais entre as espinhas occipitais principais, pelas espinhas pigidiais marginais externas e internas mais estreitas (tr.) e pela ornamentação tubercular mais densa. A litologia da Formação Libeň é essencialmente quartzítica e, como como referido porŠnajdr (1984, p. 51), a descrição de *P. oxitron* baseou-se em espécimes com preservação deficiente e com detalhes morfológicos apagados pelo tipo de litologia. Tendo em conta que todos os caracteres diagnósticos que mencionou são facilmente afetados pelo estado de preservação, a diferenciação específica de *Primaspis* da Formação Libeň assume-se como arriscada. As figuras publicadas por Šnajdr (1984, est. IX, figs. 4-13) também não parecem apoiar as diferenças mencionadas, uma vez que vários espécimes da Formação Letná (*P. primordialis*) apresentam as espinhas pigidiais marginais internas com a mesma configuração que as de *P. oxitron* (comparar Šnajdr, 1984, est. IX, fig. 9 com Bruton, 1968, est. 1, fig. 9 e com material adicional disponível em conhecidas páginas web da República Checa, e.g. http://www.biolib.cz/). Considera-se por isso neste trabalho que *P. oxitron* é possivelmente um sinónimo-júnior de *P. primordialis*, motivo pelo qual não é listada entre as espécies definidas para o género. No que respeita a *P. propiofan*, à semelhança de *P. oxitron*, foi estabelecida para incluir os espécimes anteriormente classificados como *P. primordialis* da Formação Vinice, sobrejacente à formação-tipo (Letná) de *P. primordialis*. Baseado apenas no holótipo, Šnajdr (1984) distinguiu-a pela presença de espinhas verticais extremamente robustas nas pleuras e pelo facto de as verdadeiras espinhas maiores pigidiais (true major border spines *sensu* Ramsköld, 1991b) serem divergentes. Tendo em conta que apenas se conhece um único

espécime, preservado numa litologia distinta das formações Libeň e Letná, e que são caracteres extremamente dependentes da preservação (entre o material abundante de *P. primordialis* e de *P. romanoi* n. sp. há espécimes que apresentam as verdadeiras espinhas maiores pigidiais mais ou menos divergentes e as espinhas pleurais mais ou menos robustas), a validade de *P. propiofan* não é passível, para já, de ser averiguada. O seu estabelecimento baseou-se num critério estratigráfico e poderá ser um sinónimo-júnior de *P. primordialis* (formação infrajacente) ou de *P. tremenda* (formação suprajacente; embora o autor não descreva pares de longas espinhas nos anéis torácicos, Vaněk & Valíček, 2001 consideraram a espécie *P. propiofan* sinónimo de *P. tremenda*). À semelhança de *P. oxitron*, também *P. propiofan* não foi considerada por autores posteriores e não é aqui listada nas espécies definidas para o género.

No trabalho de Gutiérrez-Marco & Bernárdez Rodríguez (2003, p. 249) aparece figurado um pigídio classificado como *Primaspis* sp. do Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica). Concordando com a atribuição genérica efetuada pelos autores este constitui-se como o registo mais antigo do género, o qual anteriormente era restrito ao Ordovícico Superior, com a sua ocorrência mais antiga a ser registada na Formação Libeň do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica).

As restantes espécies definidas para o género *Primaspis* fora da República Checa (e.g. Törnquist, 1884; Whittington, 1956; Bruton, 1965, 1966, 1968; Apollonov, 1980) foram atribuídas por Mergl (2014) ao género *Bojokoralaspis* Šnajdr, 1984, por carecerem de espinhas occipitais. No trabalho agora apresentado optou-se por considerar o género *Primaspis* num sentido endémico, pois a diversidade morfológica e a ampla distribuição geográfica e estratigráfica que este género encerra, de acordo com a maioria dos autores, torná-lo-ão provavelmente polifilético.

Observações. O género *Primaspis* foi atribuído com dúvida à família Acidaspidinae por Ramsköld & Chatterton (1991), que consideraram que este táxon é insuficientemente conhecido para permitir uma atribuição mais segura. Esta atribuição baseou-se sobretudo no facto de ter dez segmentos torácicos. Curtis & Lane (1998) discutiram a relação entre este género e *Eoleonaspis* Sheng, 1974, propondo uma relação evolutiva entre ambas formas. Porém, Cocks & Fortey (2002) consideraram que *Primaspis* é certamente parafilético colocando em dúvida o seu valor a nível genérico e sugerindo que *Primaspis* poderá ser um sinónimo sénior de *Eoleonaspis*. Mergl (2014) considerou que à exceção de *P. primordialis* e *P. tremenda*, as restantes espécies estabelecidas para o género *Primaspis* fora da República Checa deverão ser atribuídas a *Bojokoralaspis*, pela ausência de espinhas occipitais. Este género, por sua vez, foi considerado um sinónimo-júnior de *Eoleonaspis* Sheng, 1974 por diversos autores (e.g. Ramsköld & Chatterton, 1991; Jell & Adrain, 2002). *Bojokoralaspis* tem, no entanto, dez segmentos torácicos (Šnajdr, 1984) e *Eoleonaspis* apenas nove. Por este motivo, Ramsköld (1991a) incluiu *Eoleonaspis* (e, por conseguinte, *Bojokoralaspis*, que considerou com dúvida um sinónimo-júnior de *Eoleonaspis*) em Odontopleurinae. Se a regra do número de segmentos torácicos nas subfamílias de Odontopleuridae se verifica, então *Bojokoralaspis* deve-se incluir em Acidaspidinae e não em Odontopleurinae.

O género foi anteriormente dividido em vários subgéneros (*Bojokoralaspis*, *Meadowtownella* Přibyl & Vaněk, 1965; *Taemasaspis* Chatterton, 1971) que foram posteriormente considerados distintos a nível genérico.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano superior ao Sandbiano superior/Katiano inferior) de Portugal, Espanha, República Checa e Marrocos.

***Primaspis romanoi* n. sp.**

(Est. 35, Figs. A-G; Est. 36, Figs. A-H; Est. 37, Figs. A-K)

v *1908 Acidaspis* sp. – Delgado, p. 80
? *1908 Acidaspis* cf. *keyserlingi* – Delgado, p. 80
v 1982 *Primaspis* sp. – Romano, pp. 218-219, est. 2, figs. 10-12
v *1995 Primaspis* ? sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Primaspis* ? sp. – Romão, quadro 2.4
2011 Primaspis ? sp. – Sá *et al.*, p. 18
2015d Primaspis aff. *primordialis* – Pereira *et al.*, p. 71

Etimologia. Espécie dedicada a Michael Romano (Universidade de Sheffield), paleontólogo que durante as décadas de 1970 a 1990 se dedicou ao estudo das trilobites do Ordovícico de Portugal e que descreveu pela primeira vez exemplares agora identificados como *Primaspis romanoi* n. sp. (*Primaspis*? sp. *in* Romano, 1982).

Holótipo. Molde interno de cefalão (CMP0306).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Duas carapaças incompletas (moldes internos: MG4560a, figurado por Romano, 1982, est. 2, figs. 10-12; CMP0322a/moldes externos: MG4560b; CMP0322b),); um cefalão (molde interno: CMP0351); quatro cranídios (moldes internos: CMP0326; CMP0325a; CMP0350/moldes externos: MGUTAD15605b; CMP0325b); uma librigena (molde interno: MGUTAD15022/molde externo: MGUTAD15621); dois cefalotórax (moldes internos: CMP0302a; CMP0324a/moldes externos: CMP0302b; CMP0324b); três toracopigídios (moldes internos: CMP0303a; CMP319-1a; CMP0327/molde externo: CMP0303b; CMP319-1b); dois pigídios (molde interno: CMG0127a; CMP0331a/molde externo: CMG0127b; CMP0331b); uma carapaça enrolada (molde interno: CMP0328).

Outro material. *Formação Louredo (Vila Velha de Ródão).* Um cranídio (molde interno: MGUTAD15605a/molde externo: MGUTAD15605b).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1) e Formação Louredo em Vila Velha de Ródão (Cabeço da Achada, ROD-FL-1), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Portugal.

Tabela 8.10. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Primaspis romanoi* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.9 e Tab. 8.9.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lcr-o	Lgpost	Llóbcp	Lgant	Lfx-o	Llib-o	CP	CPr
CMP0324	0,50	0,20	0,05	0,25	0,35	1,90	1,05	0,65	0,35	0,45	0,15	0,45	-	-
CMP0325	-	-	-	-	0,60	-	1,30	0,95	0,50	0,65	0,15	-	-	-
CMP0326	0,50	0,25	0,05	0,25	0,40	-	0,90	0,60	0,30	0,50	0,10	-	-	-
CMP0306	0,50	0,25	0,05	0,20	0,38	-	0,60	0,40	0,18	0,30	0,10	-	-	-
CMG0127	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,50	0,45
CMP0322	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,45	0,40

Espécimes	LP	LPr	Ccr/Lcr-o	Lgant/Lcr-o	Lgpost/Lcr	Lgant/Lgpost	Llob/Lgpost	Lgant/Llócp	Lfix/Lcr	Llib-o/LC	CvL C	CvLp	LRR	CRR
CMP0324	-	-	0,48	0,43	0,62	0,69	0,54	1,29	0,14	0,24	0,26	-	-	-
CMP0325	-	-	-	0,50	0,73	0,68	0,53	1,30	0,12	-	-	-	-	-
CMP0326	-	-	0,56	0,56	0,67	0,83	0,50	1,67	0,11	-	-	-	-	-
CMP0306	-	-	0,83	0,50	0,67	0,75	0,45	1,67	0,17	-	-	-	-	-
CMG0127	1,50	0,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	0,37	0,90
CMP0322	1,60	0,55	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,28	0,34	0,89

Diagnose. Espécie de *Primaspis* que se caracteriza por apresentar um lóbulo glabelar mediano expandido anteriormente num lóbulo glabelar anterior bastante alargado (cerca de 130-140% da largura posterior do lóbulo mediano); anel occipital com margem posterior lisa, tubérculo mediano, um par de espinhas occipitais longas e dois pequenos lóbulos occipitais subcirculares. Tórax com 10 segmentos, ornamentados por fileiras de tubérculos sendo que em espécimes de maiores dimensões alguns destes se tornam progressivamente maiores (tubérculos pareados nos anéis raquidiais e tubérculo situado no ponto fulcral da pleura torácica) e os restantes em pequenos grânulos dispersos. Pigídio com dois anéis raquidiais ornamentados por dois tubérculos (o primeiro anel apresenta quatro em indivíduos de menores dimensões); quatro pares de espinhas secundárias laterais.

Descrição. Comprimento sagital do cranídio corresponde a 48-56% da largura cranidial medida ao nível dos lóbulos oculares; largura glabelar anterior corresponde a cerca de 50% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares; largura glabelar posterior corresponde a cerca de 67% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares; largura glabelar anterior corresponde a 70-80% da largura glabelar posterior. Lóbulo mediano glabelar expandido anteriormente, com suave constrição ao nível de S2, limitado lateralmente por sulcos exsagitais que se estendem desde o anel occipital até S2 e que contactam com S1 e S2; largura do lóbulo glabelar mediano corresponde a 50-54% da largura glabelar posterior. Lóbulo mediano em vista lateral elevado em relação aos lóbulos glabelares laterais, elevando-se até S2, declinando anterior a este sulco. Três pares de lóbulos glabelares laterais; L1 inflado, subretangular ovalado, limitado anteriormente por S1 um pouco oblíquo em sentido posterior, que se conecta com o sulco exsagital glabelar que delimita o lóbulo mediano; L2 oval a subtrapezoidal, inflado, com pouco mais de metade do comprimento (exsag.) de L1, limitado por S2 ligeiramente mais oblíquo e mais profundo que S1, que se conecta com o sulco exsagital que delimita o lóbulo mediano; L3 muito pequeno, subtriangular, não delimitado

adaxialmente, definido por S3 tão profundo quando S2 mas ligeiramente menos oblíquo e mais estreito (tr.); após L3 está definido um lóbulo glabelar anterior bastante alargado (cerca de 130-140% da largura posterior do lóbulo mediano), com os cantos anterolaterais conectados com as cristas oculares. Sulco occipital bastante profundo (mais superficial medianamente que posterior a L1), com a porção central ligeiramente encurvada para diante. Anel occipital inflado, mais curto (sag.) que L1 (excluindo as espinhas occipitais), subretangular, ligeiramente mais estreito medialmente que a glabela (margens laterais ligeiramente côncavas). Em três espécimes (MG4560b, MGUTAD15605 e CMP0350; Est. 35, Figs. C-E; Est. 36, Fig. D; Est. 37, Figs. I-K) observa-se nos extremos anterolaterais do anel occipital, imediatamente posteriores a L1, dois pequenos lóbulos subcirculares, limitados por sulcos. Os seus extremos posterolaterais prolongam-se em duas espinhas occipitais longas (com pelo menos o comprimento, sag., da glabela) e ligeiramente divergentes entre si; centralmente apresenta um tubérculo subcircular (órgão occipital). Fixigenas estreitas, (largura da fixigena corresponde a cerca de 13% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares), infladas, subtriangulares (estreitam anteriormente). Crista ocular estreita (tr.), pouco proeminente, bordeada por um sulco palpebral estreito, conectada aos cantos anterolaterais do lóbulo frontal glabelar. Lóbulos palpebrais situados a metade do comprimento de L1. Superfície ocular holocroal, com centenas de lentes equidimensionais. Ramos posteriores da sutura facial subtransversal, curvando posteriormente ao dobro da distância do sulco longitudinal do que a largura da fixigena ao nível do lóbulo palpebral (a fixigena no seu limite posterior tem assim o dobro da largura fixigenal medida ao nível dos lóbulos palpebrais). Ramo anterior da sutura facial subparalelo ao sulco dorsal, convergindo após S2, acompanhando a crista ocular. Bordo anterior cefálico muito curto (sag.), alargando abaxialmente, com cantos anterolaterais definidos (cerca de 140º), delimitado medialmente por um sulco pré-glabelar mais superficial. Librigena subtriangular (excluindo a espinha genal) e larga (largura máxima ao nível dos lóbulos oculares corresponde a cerca de 24% da largura cefálica posterior); bordo posterior estende-se abaxialmente até à librigena, terminando antes de alcançar o ângulo genal, o qual se prolonga numa longa espinha genal, encurvada adaxialmente, com comprimento aproximadamente igual ao cefálico. O bordo lateral librigenal estende-se até pelo menos metade do comprimento da espinha genal, sendo ornamentado por espinhas que se tornam mais curtas e espaçadas posteriormente (ao nível da espinha genal). Superfície cefálica inteiramente granular, com exceção dos sulcos que são lisos.

Placa rostral desconhecida. Hipostoma debilmente preservado, com corpo médio inflado, de contorno oval; sulco médio pouco profundo, muito estreito (tr.), situado a meio da metade anterior do corpo médio e definido um lóbulo anterior do corpo médio com pouco mais de metade do comprimento (sag.) do lóbulo posterior; bordo lateral com asa anterior subtriangular, alargada, com extremos abaxiais pontiagudos; ombro proeminente e em linha com o sulco médio. Bordo anterior amplo (sag.); bordo posterior até um pouco mais amplo (sag.). Superfície do corpo médio com ornamentação granular, composta por grânulos mais pequenos que os cefálicos; bordo anterior e posterior aparentemente lisos. O hipostoma está incompleto e deformado, mais parece ter uma largura medida ao nível do ombro aproximadamente igual ao comprimento (sag.) e, se medida ao nível das asas anteriores, a

largura (extrapolando com o dobro da metade direita possível de medir) corresponde a cerca de 135-140% do comprimento (embora a deformação possa estar a provocar valores significativamente diferentes dos reais).

Tórax composto por 10 segmentos. Ráquis moderadamente convexo, ocupando pouco mais do que metade da largura das pleuras torácicas. Meio-anel articular subretangular, com cerca de 80% do comprimento (sag.) do anel raquidial, sulco articular profundo. Não se verifica uma diferenciação do comprimento (sag.) dos segmentos, apresentando todos igual dimensão. Pleura torácica com uma crista pleural principal, ocupando cerca de 2/3 do comprimento (exsag.) pleural, bastante convexa (exsag.), inflada no ponto fulcral. Espinhas pleurais posteriores encurvadas para trás, mais curtas anteriormente, aumentando progressivamente até ao quinto segmento, mantendo-se aproximadamente com o mesmo comprimento nos segmentos posteriores, podendo alcançar cerca de 150% da extensão da pleura até ao fulcrum. As espinhas posteriores tornam-se posteriormente mais curvadas para trás e as dos dois primeiros segmentos não se observam (poderão não estar preservadas ou estar mesmo ausentes). . Espinhas pleurais anteriores raramente preservadas, pequenas (tr.). Ornamentação torácica constituída por grânulos e fileiras de tubérculos mais ou menos espinhosos. Anéis raquidiais apresentam uma fileira transversal mediana de tubérculos maiores num fundo de grânulos menores dispersos, semelhantes aos da superfície cefálica. Estes tubérculos são aparentemente três com dimensões semelhantes nos primeiros segmentos, sendo que nos mais posteriores parecem evidenciar-se dois tubérculos maiores, pareados, na zona mais elevada dos anéis torácicos, entre os quais e abaxialmente surgem uns menores; os tubérculos maiores parecem desenvolver-se sobretudo em espécimes de maiores dimensões, sendo que em holaspides mais pequenos a superfície do anel raquidial é granular regular. Cristas pleurais ornamentadas por fileiras transversais de quatro a cinco tubérculos maiores, com um mais evidente na zona do fulcrum, rodeados por escassos grânulos de menores dimensões. Bandas pleurais anteriores ornamentadas por fileiras transversais de sete a oito tubérculos, menores que os das cristas pleurais. Espinhas pleurais com ornamentação granular homogénea muito mais fina.

Pigídio de contorno semicircular, com comprimento correspondente a cerca de 1/3 da largura (medido até à base das espinhas pigidiais). Ráquis pigidial subtriangular, convexo (tr.), com largura anterior correspondente a 35% da largura pigidial e comprimento de 90% do sagital pigidial medido até à base das espinhas genais, excluindo-as. Meio-anel raquidial mais comprido medialmente (sag.), com cerca de 1/3 do comprimento do primeiro anel raquidial. Primeiro anel raquidial com cerca de 45% do comprimento raquidial total, subretangular. Segundo anel um pouco mais comprido (sag.) e de contorno arredondado, estendendo-se até próximo do bordo pigidial, mas sem o alcançar. Dos limites abaxiais do primeiro anel raquidial saem duas verdadeiras espinhas maiores pigidiais, divergentes, dirigidas posteriormente, que cortam o bordo pigidial a um pouco menos de metade da largura pleural, largas (tr.), com comprimento (exsag.) um pouco superior ao do pigídio. Quatro pares de espinhas secundárias laterais mais estreitas (tr.) e mais curtas (cerca de 50%) que as verdadeiras espinhas maiores, com espaçamento igual entre si e que aumentam de comprimento em direção posterior; quatro espinhas secundárias mediais (dois pares)

equidistantes entre si e com o mesmo comprimento, correspondente a cerca de 40 a 60% do comprimento das verdadeiras espinhas maiores pigidiais (varia entre espécimes). Anéis raquidiais ornamentados por dois tubérculos maiores pareados (os do primeiro anel raquidial são ligeiramente maiores e mais espaçados entre si que os do segundo anel) e por grânulos pequenos dispersos na superfície dos anéis e nas áreas pleurais; espinhas pigidiais com ornamentação granular intensa (semelhante à das espinhas pleurais torácicas), mais marcadas nas verdadeiras espinhas maiores.

Observações. *Primaspis romanoi* n. sp. distingue-se de *P. tremenda* (Est. 37, Fig. J), a espécie morfológica mais similar, sobretudo pela ornamentação. O par de espinhas dos anéis raquidiais torácicos de *P. tremenda* é amplamente mais desenvolvido, tendo estas espinhas bases tão largas que, em anéis esfoliados é possível verificar o espaço da ráquis ocupado por estas estruturas. O lectótipo de *P. tremenda*, cuja carapaça completa teria cerca de 2mm, foi observado em detalhe (Est. 37, Fig. J). As suas pequenas dimensões põem de parte a possibilidade de as dimensões excessivas das espinhas raquidiais torácicas serem consequência ontogenética de holaspides seniores. Em espécimes de *P. romanoi* n. sp. com o dobro do comprimento do lectótipo de *P. tremenda*, os tubérculos pareados que se vão diferenciando cada vez mais nos anéis raquidiais torácicos são muito menores em termos de diâmetro e não parecem sequer prolongar-se em espinhas. Embora não se conheça nenhum espécime de *P. romanoi* n. sp. de 2 mm (os espécimes estudados são significativamente maiores ou um pouco mais pequenos), para esta dimensão é possível que não exista ainda sequer um par de tubérculos proeminente nos anéis raquidiais de *P. romanoi* n. sp. Adicionalmente, *P. tremenda* não apresenta o tubérculo (espessamento?) na zona fulcral das pleuras torácicas e a crista pleural é lisa ou levemente granular, enquanto em *P. romanoi* n. sp. apresenta fileiras de tubérculos grandes. A nível pigidial, estando correta a interpretação de Šnajdr (1984, fig. 2), o pigídio de *P. romanoi* n. sp. tem um par mais de espinhas pleurais secundárias laterais (quatro no total, em vez de três). Assim, *P. romanoi* n. sp. distingue-se da espécie-tipo *P. primordialis* sobretudo pela ornamentação (*P. romanoi* n. sp. não tem espinhas secundárias mediais no anel occipital e apresenta espinhas pareadas nos anéis raquidiais torácicos) e por uma glabela mais larga (tr.) anteriormente, ao nível de L3 e do lóbulo anterior glabelar.

Romano (1982b: 218-219) descreveu o único espécime existente à data (MG4560; Est. 35, Figs. C-E). Nesse trabalho considerou estarem preservados parte do cranídio e tórax desarticulados, verificando-se agora que o hipostoma e parte do pigídio estão também preservados nestes espécimes, o primeiro *in loco* e o segundo sob os segmentos torácicos mais posteriores (Est. 35, Fig. C). Deste modo, o espécime estudado deverá corresponder a uma exúvia que terá sofrido pouco ou nenhum transporte após a muda. O facto de o cefalão não estar totalmente preservado está relacionado com a sua posição ligeiramente oblíqua em relação ao plano de estratificação. Optou-se por não limpar mais o fóssil de forma a libertar o sedimento que cobre o restante cefalão porque a preservação frágil e o tipo de sedimento levariam provavelmente à rotura do espécime, o qual tem uma importância histórica. É importante referir que este espécime, bem preservado, do qual existe molde interno e externo, é bastante pequeno, correspondendo a um holaspis juvenil (comprimento sagital cefálico = 2

mm; comprimento sagital torácico, oito segmentos = 0,3 mm). O estudo de abundante material de *P. romanoi* n. sp., incluindo espécimes desde os 5mm de comprimento até holaspides com cerca de 5cm de comprimento sagital, permitiu documentar importantes modificações ontogenéticas ao nível da ornamentação. No trabalho de Romano (1982b) foi descrito o espécime MG4560 como estando desprovido de espinhas occipitais, tubérculo occipital e espinhas pareadas nos anéis torácicos. De facto, nenhuma destas estruturas se observa no espécime, embora as espinhas occipitais possam estar presentes, mas a fragmentação e orientação do anel occipital dificulta a observação da zona de inserção da sua base. O tubérculo occipital a existir seria bastante pequeno. A esfoliação do molde interno e alguma perda de preservação na zona medial do anel occipital no molde externo impedem essa observação. Por último, as fileiras de grânulos/tubérculos nos anéis raquidiais torácicos não incluem espinhas/tubérculos maiores localizados nas posições onde são conhecidos em espécimes de maiores dimensões (comparar com Est. 35, Fig. F; Est. 36, Fig. G). No molde externo parece que o tubérculo mais abaxial dos anéis raquidiais é ligeiramente maior que os restantes. Também neste molde externo, na zona do fulcrum das pleuras torácicas, não se observa um tubérculo maior, como em espécimes de maiores dimensões (comparar com Est. 35, Fig. F). Em outro espécime de dimensões semelhantes (CMP0327, Est. 37, Fig. F) os tubérculos maiores torácicos também não se observam. Num entanto, num espécime um pouco maior (CMP0328, Est. 37, Fig. G) parecem começar a evidenciar-se, enquanto a nível dos anéis pigidiais o primeiro anel tem quatro (e não apenas dois) tubérculos maiores, constituindo uma fileira, enquanto os dois únicos tubérculos do segundo anel são maiores que os do primeiro. Em espécimes significativamente maiores (e.g. CMP302, 303, Est. 35, Figs. F, G) os tubérculos principais raquidiais e pleurais torácicos tornam-se evidentes e os restantesrelativamente muito mais pequenos. É, portanto, possível resumir a evolução ontogenética da ornamentação em fase holaspide como partindo de uma situação dimensional homogénea dos tubérculos torácicos com progressivo aumento relativo do par raquidial torácico e do tubérculo pleural fulcral e diminuição dos restantes tubérculos que compunham as fileiras transversais, tornando-se pequenos grânulos nos espécimes de maiores dimensões. A nível pigidial, o primeiro anel inicia-se por apresentar uma fileira de quatro tubérculos de iguais dimensões, com aumento progressivo das dimensões de dois deles, tornando-se os restantes pequenos grânulos iguais aos dispersos pelo restante anel; os dois tubérculos do segundo anel, que se iniciam maiores que os do primeiro anel, vão-se tornando relativamente mais pequenos. Neste sentido, Ramsköld (1991a) admitiu que todos os odontopleurídeos com tubérculos (espinhas) pareados nos anéis raquidiais possuem estas estruturas nos seus estádios mais juvenis (de entre as espécies com ontogenia conhecida), existindo casos em que se perdem em estádios adultos. A variação aqui descrita observa-se já numa fase holaspide e embora o estado preservacional não permita uma observação clara das variações descritas, o número de espécimes estudado e os detalhes conservados parecem efetivamente indicar que há um desenvolvimento relativo do tamanho destas espinhas com as mudas sucessivas. É importante referir que variações ténues ornamentais em odontopleurídeos, em sequências estratigráficas controladas, são comuns (e.g. *Ketteneraspis crenata* Emmrich, 1844 e *K. angelini* Prantl & Přibyl, 1949), evidenciando especiação do grupo através de mudanças da morfologia ornamental.

***Primaspis*: acidaspidíneo ou odontopleuríneo peculiar?** Uma particularidade interessante observada no material estudado de *P. romanoi* n. sp. é a presença de um par de pequenos lóbulos occipitais anterolaterais subcirculares. Estes lóbulos, muito pequenos, estão situados na parte anterolateral do anel occipital, imediatamente posteriores a L1, sendo que a sua posição recorda a de L1a de muitos Lichidae. No entanto, os autores posteriores (e.g. Whittington, 1956; Ramsköld & Chatterton, 1991), que analisaram várias sequências ontogenéticas de diversos odontopleurídeos, referem-se sempre a estas estruturas como lóbulos occipitais, pelo que se a sua origem não parece estar relacionada com subdivisão lobar de L1, contrariando uma eventual interpretação homóloga destas estruturas e de L1a de Lichidae. Ramsköld (1991b) discutiu amplamente a subdivisão de L1 em Selenopeltinae e Ceratocephalinae que considerou poder ser homóloga da de Lichidae. A complexa lobação de L1 é o principal argumento para que vários autores (e.g. Chatterton & Speyer, 1997; Fortey, 2001) tenham defendido que os odontopleurídeos e os lichídeos estão estreitamente relacionados e que deverão ser incluídos numa única ordem, Lichida. Porém, Adrain (2013) admitiu que basear esta relação apenas numa complexa lobação glabelar e na morfologia espinhosa dos estádios larvares de ambos grupos é débil, opinião considerada válida, razão pela qual se optou por manter a ordem Odontopleurida neste trabalho. Embora Bruton (1968, p. 12) tenha descrito *P. primordialis* como não tendo lóbulos occipitais, um dos cranídios figurados (op. cit., est. 1, fig. 11) apresenta estas estruturas e posteriormente Šnajdr (1984, p. 50) acrescentou este detalhe à descrição constante em Bruton (1968). No trabalho de Whittington (1956) foram também descritas estas estruturas em *Primaspis ascitus* Whittington, 1956 e em *Diacanthasis cooperi* Whittington 1941. Posteriormente, Ramsköld & Chatterton (1991) codificaram os lóbulos occipitais na análise filogenética de Odontopleurinae (caracter 13), considerando que estas estruturas são característica de Acidaspidinae e que quando definidas em Odontopleurinae, são muito menos distintas (e.g. *Diacanthaspis* e *Kettneraspis* e, em nossa opinião, também em *Primaspis*).

Primaspis romanoi n. sp. permite assim aumentar consideravelmente o conhecimento do género. A presença de lóbulos occipitais e a estrutura hipostomal deveriam corroborar uma atribuição à subfamília Acidaspidinae, já proposta por Ramsköld & Chatterton (1991) baseada no número de segmentos torácicos. No entanto, estas estruturas parecem apresentar configuração típica de Odontopleurinae. Prantl & Přibyl (1949), na discussão sobre *Primaspis tremenda,* consideraram que o hipostoma desta espécie é semelhante ao de *Diacanthaspis cooperi,* sobretudo na terminação lateral dos sulcos médios do corpo médio, motivo pelo qual atribuíram a espécie ao género *Diacanthaspis*. Porém, não listaram nem figuraram nenhum hipostoma e Bruton (1968) duvidou da existência desta última estrutura, preferindo atribuir a espécie ao género *Proceratocephala* Prantl & Přibyl, 1949. De facto, nenhum dos autores que estudou o lectótipo (único espécime listado por Prantl & Přibyl, 1949) de *P. tremenda* (Barrande, 1852; Bruton, 1968; Šnajdr, 1984) menciona a preservação desta estrutura uma vez que o lectótipo corresponde a uma carapaça desarticulada incompleta. Este mesmo espécime foi observado durante o decurso deste trabalho e comprovou-se que não está preservado o hipostoma. Embora esteja preservado *in situ* (embora rodado) num dos espécimes de *Primaspis romanoi* n. sp. apresenta-se bastante deformado e incompleto, verificando-se que se aproxima mais do hipostoma de *Diacanthaspis orandensis* Whittington, 1956 (est. 10, figs.

21-24) do que de *Diacanthaspis cooperi* (op. cit. est. 9-19, 13-14) ou de "*Primaspis" ascitus* (op. cit., est. 1, figs. 19-21), sobretudo pela ampla área anterior ao corpo médio (sag.), ainda que a estrutura seja semelhante mas distinta de qualquer das espécies (as asas anteriores estão muito mais desenvolvidas). Um dos caracteres diagnósticos e diferenciadores entre as subfamílias Odontopleurinae e Acidaspidinae é, segundo Ramsköld & Chatterton (1991) e Adrain & Ramsköld (1997), a razão largura (ao nível dos ombros)/comprimento do hipostoma, sendo que esta deverá ser inferior a 1,40 para Odontopleurinae (hipostomas estreitos) e superior a 1,40 para Acidaspidinae (hipostomas largos). No entanto, a título de exemplo, "*Primaspis" ascitus* apresenta uma razão de 1,35 o que, segundo este critério a classificaria como um odontopleuríneo. Um valor superior (1,38) é apresentado pelo hipostoma de *Diacanthaspis lepidus* Whittington, 1956, que é um odontopleuríneo. Embora o hipostoma de *P. romanoi* n. sp. esteja bastante deformado, estima-se que tenha uma razão largura/comprimento em torno de 1 (poderá ser maior, mas, pelo que se observa, é bastante inferior a 1,40). Os sulcos médios parecem, porém, bastante estreitos (tr.) quando comparados com os típicos dos hipostomas de *Diacanthaspis* e outros odontopleuríneos. O estado preservacional não permite maior detalhe, mas há uma segunda opção de interpretação da estrutura hipostomal preservada: se o alargamento que se está a interpretar como parte anterior e as asas hipostomais corresponderem na verdade à placa rostral, então o hipostoma de *P. romanoi* n. sp. aproxima-se claramente mais do de outros acidaspidíneos e, consequentemente, é uma forma larga (corroborando a atribuição a Acidaspidinae). Contudo, esta segunda interpretação foi preterida porque não se observa interrupção e sutura entre a parte anterior do fragmento e o corpo principal hipostomal e também pela ainda perfeita articulação de ambas estruturas (no caso de serem duas), dado que o cefalão está já desarticulado e significativamente deslocado.

Adicionalmente é interessante referir que *P. romanoi* n. sp., *P. primordialis* e *P. tremenda* apresentam todas um par de espinhas e lóbulos occipitais pouco marcados, duas características presentes em muitas espécies de *Diacanthaspis* e de outros odontopleuríneos. É difícil, com o material disponível, efetuar mais considerações. Difícil também é a atribuição de *Primaspis* a Odontopleurinae ou a Acidaspidinae. Neste trabalho optou-se por considerar *Primaspis* um odontopleuríneo, valorizando determinados caracteres (*Primaspis* tem a base da espinha genal semelhante a *Kettneraspis*, que se apresenta esguia, com olhos tão elevados como os de muitos odontopleuríneos e com um hipostoma estreito, *sensu* Ramsköld & Chatterton, 1991) face a outros que a aproximariam mais de Acidaspidinae (bordo cefálico liso, não espinhoso; lóbulos occipitais e dez segmentos torácicos, em vez de nove). No entanto, esta atribuição é duvidosa e permanece por compreender qual a ligação de *Primaspis* com os restantes membros de Odontopleuridae. No que diz respeito à diferenciação do comprimento dos segmentos torácicos típica dos odontopleuríneos (Adrain & Ramsköld, 1997), não foi possível comprovar ou refutar a existência desta variação com o material disponível, embora um dos espécimes (Est. 35, Fig. F) pareça ter os segmentos mais anteriores um pouco mais curtos.

? Género *Whittingtonia* Prantl & Přibyl, 1949

Observações. Em virtude de a atribuição genérica ser efetuada com dúvida, não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica.

***Whittingtonia* ? *collectorum* n. sp.**
(Est. 38, Figs. A-H)

Etimologia. Espécie dedicada aos coletores (do latim *collectori*) dos Serviços Geológicos de Portugal, que durante a segunda metade do século XIX foram responsáveis pelas abundantes recolhas de material que permitiram encontrar a espécie aqui definida.

Holótipo. Molde interno (MG2851-2a) e correspondente externo (MG2851-2b) de um cefalotórax (Est. 38, Figs. A-C).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazidas LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paratipos. Uma carapaça (molde interno: MG2851-1a/molde externo: MG2851-1b); um cefalão (molde interno: MG169-2a/molde externo: MG169-2b); dois cefalotórax (moldes internos: MG2859-2b; MG159-2/moldes externos: MG2859-2a).

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Portugal.

Diagnose. Um odontopleuríneo que se caracteriza por uma glabela com lóbulo mediano alongado (sag.), estreito e subretangular, bastante convexo e elevado em vista lateral; L1 e L2 muito estreitos, alongados, pouco inflados e baixos. Sulco occipital pouco profundo; anel occipital que se prolonga em continuidade lateral para as fixigenas, definindo um cordão em forma de ferradura que circunda a glabela lateral e posteriormente; tubérculo (espinha?) occipital mediano e, possivelmente, duas espinhas pareadas occipitais. Olhos opostos a L1, muito grandes (comprimento corresponde a cerca de 20-25% do comprimento cranidial) e elevados. Bordo posterior librigenal com ponta genal muito larga. Tórax com nove segmentos, apresentando-se os mais posteriores com aspeto macropleural. Pigídio de contorno semicircular, com comprimento correspondente a metade da largura.

Descrição. Comprimento sagital do cranídio é aproximadamente igual à largura cranidial medida ao nível dos lóbulos oculares (excluindo estes lóbulos); largura glabelar anterior corresponde a cerca de 36% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares (excluindo estes); largura glabelar posterior corresponde a cerca de 57% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares (excluindo estes); Lóbulo mediano glabelar alongado (sag.), mantendo a mesma largura em todo o comprimento (aproximadamente 36% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares, excluindo estes), bastante convexo (tr.)e em vista lateral apresenta-se

bastante elevado em relação ao restante cranídio. Dois pares de lóbulos glabelares laterais estreitos (em alguns espécimes fica a dúvida se haverá um terceiro, mas a observação dos moldes externos permite discernir apenas S1 e S2); L1 alongado (exsag.), pouco inflado, em vista lateral revela-se mais baixo ou aproximadamente em linha com a fixigena, sendo limitado anteriormente por S1 posteriormente oblíquo; L2 oval a subcircular, pouco inflado, com metade do comprimento (exsag.) de L1, limitado por S2 ligeiramente mais oblíquo que S1. Sulco occipital não muito profundo, mas amplo (sag.), subtransversal. Anel occipital comprido (sag.), moderadamente convexo, subtrapezoidal (estreita posteriormente). O estado de preservação não permite averiguar se existem espinhas occipitais pareadas, embora pareçam existir, divergentes, tendo as bases em linha exsagital com os limites abaxiais do lóbulo mediano glabelar (pontos que correspondem aos cantos posterolaterais do anel occipital). Medialmente existe uma estrutura subcircular com diâmetro considerável (tubérculo ou espinha occipital?). Lateralmente o anel occipital parece continuar sem interrupção (sem sulco) para as fixigenas, gerando uma estrutura em forma de ferradura que circunda posterior e lateralmente a glabela. Fixigenas estreitas (largura da fixigena corresponde a cerca de 10% da largura cranidial ao nível dos lóbulos oculares, excluindo estes), infladas, subtriangulares (estreitam e curvam anterior e adaxialmente, acompanhando o traçado da crista ocular). Crista ocular muito convexa (tr.), proeminente, bordeada por um sulco palpebral estreito e profundo, conectada aos cantos anterolaterais do lóbulo frontal glabelar. Olhos opostos a L1, muito grandes (comprimento corresponde a cerca de 20-25% do comprimento cranidial)e elevados. Os ramos posteriores da sutura facial iniciam-se de forma subtransversal, curvando posteriormente perto da base da espinha genal. O ramo anterior da sutura facial longitudinal define um contorno cranidial anterior subquadrado. A área préglabelar é muito estreita medialmente, tornando-se mais ampla (exsag.) abaxialmente, definindo cantos anterolaterais arredondados, com um ângulo aproximadamente reto. A librigena apresenta-se insuficientemente preservada, subtriangular, de margem lateral perfeitamente arredondada (definindo ¼ de arco de circunferência), não ultrapassando a linha exsagital do bordo anterior cefálico, embora curve ligeiramente para diante até um ponto tão anterior quanto o do bordo anterior cefálico. O arco externo da librigena gira abruptamente formando um ângulo de 90º para se prolongar numa comprida e ampla (diâmetro) espinha genal muito divergente (quase subtransversal no seu início, curvando ligeiramente para trás abaxialmente; a espinha genal tem origem no bordo da librigena. A espinha genal apenas diminui o seu diâmetro no quarto mais distal, terminando afunilada. Apresenta-se em continuação com o amplo (exsag.) bordo posterior cefálico que é mais estreito (exsag.) do que a espinha genal, comprimindo-se progressivamente em sentido adaxial até terminal no contacto com a ligação anel occipital-fixigena. A superfície cefálica apresenta-se inteiramente granular, com exceção dos sulcos que são lisos.

Estruturas cefálicas ventrais desconhecidas.

Tórax composto por nove segmentos. Ráquis moderadamente convexo, não sendo possível maior descrição desta estrutura devido ao seu estado de preservação. Pleura torácica com uma crista pleural principal, ocupando cerca de 2/3 do comprimento (exsag.) pleural, bastante convexa (exsag.), prolongando-se em espinhas pleurais posteriores largas (embora com

diâmetro inferior à espinha genal), encurvadas para trás, mantendo o seu comprimento (exsag.) até ao seu limite distal, no qual afunilam. As espinhas pleurais posteriores tornam-se posteriormente mais compridas e encurvadas para trás, podendo alcançar cerca de 150% da extensão da parte interna da crista pleural. Embora a preservação dificulte esta avaliação, os segmentos torácicos mais posteriores (a partir do 5º?) parecem ser macropleurais. Espinhas pleurais anteriores, se existentes, não preservadas. Bandas pleurais anteriores ornamentadas por fileiras de tubérculos?/grânulos. O estado de preservação não permite detalhar mais a ornamentação torácica, mas as cristas pleurais parecem desprovidas de tubérculos (serão possivelmente apenas granulares).

Pigídio conhecido apenas através de um espécime preservado em litologia muito grosseira para permitir detalhes. Contorno semicircular, com comprimento correspondente a metade da largura. Ráquis pigidial ocupará um pouco menos de metade da largura pigidial anterior. Parece estender-se até perto do limite posterior pigidial e da região anterior deste parecem sair duas cristas que poderão prolongar-se num par de verdadeiras espinhas maiores pigidiais, não preservadas.

Observações. As pequenas dimensões dos espécimes de *Whittingtonia*? *collectorum* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna justificarão o facto de terem sido confundidos com juvenis de outros taxa ou passado despercebidos na matriz de amostras de fósseis de maiores dimensões. Os espécimes MG2851-1 e MG2851-2, embora não tenham sido identificados, foram observados, arquivados e numerados juntamente com o material-tipo de *Prionocheilus costai*. A estrutura plana das áreas pleurais torácicas das quais sobressai uma ráquis bastante arqueada terá sido responsável pelo equívoco. O espécime MG2859 foi guardado junto a um cefalão de *Radnoria loredensis*, etiquetados ambos com uma única etiqueta referindo "*Proetus loredensis* n. sp.".

Um pequeno cefalão de *Whittingtonia? collectorum* n. sp. foi encontrado junto ao molde de um cefalão de *Actinopeltis bocagei* (MG169), recolhido há mais de um século e estudado (este último) por Delgado (1908), Thadeu (1947) e Young (1985). As pequenas dimensões do cefalão de e estado quase irreconhecível *Whittingtonia? collectorum* n. sp. tê-lo-ão feito passar despercebido aos autores anteriores. Por fim, um cefalotórax (MG159-2) foi encontrado ao lado de um exosqueleto de *Radnoria loredensis*, também estudado por autores anteriores (Delgado, 1908; Thadeu, 1947 e Young, 1985) supondo-se que tenha também passado despercebido.

O facto de o pigídio não ser conhecido com detalhe suficiente para compreender a sua estrutura, dificulta a identificação genérica dos espécimes. O incompleto conhecimento da morfologia da librigena também dificulta essa atribuição. De facto, a identificação subfamiliar desta espécie é complicada. Embora a maioria dos caracteres morfológicos sustentem o enquadramento dos espécimes estudados na subfamília Odontopleurinae, outros mostram afinidade com Acidaspidinae. A presença de nove segmentos torácicos (em vez dos típicos dez de Acidaspidinae) e olhos altos são caracteres diagnósticos dos odontopleuríneos. No entanto, a base da espinha genal larga é mais típica de acidaspidíneos, segundo Ramsköld & Chatterton (1991). Embora estes autores tenham considerado que uma base de espinha genal

fina é típica de Odontopleurinae, *Kettneraspis elliptica* (Burmeister, 1843), um odontopleuríneo redescrito e figurado por eles (op. cit., fig. 9a-d) apresenta também uma larga base da espinha genal, pelo que a presença deste caracter não invalida a atribuição do material estudado a Odontopleurinae. Adrain & Ramsköld (1997) efetuaram nova diagnose para a família Odontopleurinae da qual excluíram os caracteres "olhos elevados" e "espinha genal de base larga". A exclusão destes torna as diferenças mencionadas coerentes com a atribuição a Odontopleurinae.

A atribuição genérica, embora com dúvida, a *Whittingtonia* é justificada pela morfologia glabelar: um estreito lóbulo glabelar mediano alongado, muito convexo e elevado, com lóbulos laterais glabelares muito estreitos, pouco convexos e muito pouco proeminentes. A estrutura glabelar é de facto em tudo idêntica a *Whittingtonia bispinosa* (M'Coy, 1846) da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha, figurada por Hammann (1992, est. 31, fig. 2), que em comum com o material português tem ainda o sulco occipital bastante superficial. Difere, porém, na estrutura do anel occipital e na não continuação deste lateralmente para as librigenas e no tamanho e posição dos olhos (mais pequenos e mais anteriores). *Whittingtonia* tem tipicamente um terceiro lóbulo lateral glabelar, L3, muito pequeno e também descrito no material espanhol. O facto de ser muito pequeno e a débil preservação dos espécimes portugueses poderá justificar estar aparentemente ausente em *Whittingtonia*? *collectorum* n. sp. Além disso, Kielan (1960) definiu *W. whittingtoni* no Katiano superior da Polónia, distinguindo-a de *W. bispinosa* pela ausência de L3 e olhos maiores. Nestes caracteres os espécimes portugueses são semelhantes ao material polaco, mas *W. whittingtoni* difere significativamente pela posição dos olhos muito mais anterior (oposta a L2) e pelos restantes caracteres acima mencionados (que distinguem *Whittingtonia*? *collectorum* n. sp. de *W. bispinosa*) (*vd.* Kielan, 1960, fig. 28; est. XVIII, fig. 1a). Se com base nos carateres glabelares a atribuição genérica a *Whittingtonia* parece razoável, a configuração das librigenas de *W.? collectorum* n. sp. coloca em dúvida esta atribuição. Adicionalmente, a posição muito posterior do olho e a aparente continuidade dos cantos anteroposteriores do anel occipital nas librigenas não coincidem com os caracteres diagnósticos do género *Whittingtonia*. Esta continuidade observa-se em alguns odontopleuríneos, como *Kettneraspis, Edgecombeaspis* Adrain & Ramsköld, 1997 ou *Radiaspis* Richter & Richter, 1917 e ainda em alguns membros de Koneprusiinae Vaněk & Pek, 1987 (estes, porém, provenientes do Silúrico). Também o padrão macropleural que parece existir nos segmentos torácicos de *Whittingtonia? collectorum* n. sp. (segmentos 5-9?) foi verificado na maioria das espécies do género *Kettneraspis* (Adrain & Ramsköld, 1997). Mas outros caracteres impedem a atribuição dos espécimes portugueses a estes géneros. Refira-se ainda que Fortey (1997, pp. 443-444, est. 10, figs. 4, 6) identificou *Hispaniaspis?* sp. indet. na Formação Pa kae do Sandbiano/Katiano da Tailândia. Os caracteres cranidiais do espécime tailandês aproximam-se bastante de *Whittingtonia? collectorum* n. sp., nomeadamente o formato alongado da glabela e dos lóbulos laterais glabelares, as cavidades definidas pelo contacto entre os sulcos glabelares S0, S1 e S2 e o sulco longitudinal, a continuidade entre as librigenas e o anel occipital, com tubérculo grande central e a posição posterior dos grandes lóbulos palpebrais. Estas duas espécies distinguem-se porque S1 e S2 não é transversal no espécime tailandês, com L1 e L2

em continuidade. Conhecendo-se apenas parte do cranídio, não foi possível efetuar mais considerações.

Refira-se ainda que Ramsköld (1991b) atribuiu *Whittingtonia* a Acidaspidinae. Porém, no mesmo ano, Ramsköld & Chatterton (1991) admitiram que *Whittingtonia* deverá ser um odontopleuríneo ou, possivelmente, um acidaspidíneo. Pelas razões mencionadas neste apartado, *Whittingtonia? collectorum* n. sp. é aqui considerada um odontopleuríneo. O conjunto de caracteres que definem este taxon poderão justificar a separação deste material num novo género. No entanto, face à amostragem limitada de espécimes e ao seu estado de preservação, optou-se por atribuir a espécie com dúvida a *Whittingtonia*, assumindo que é efetivamente uma forma nova, não atribuível a nenhuma das espécies de odontopleuríneos ou acidaspidíneos previamente definida. Por este motivo, e pela baixa probabilidade de recolha de espécimes adicionais na localidade-tipo, optou-se pela definição da nova espécie.

Subfamília **SELENOPELTINAE** Hawle & Corda, 1847

Observações. No início da década de 1990, Lars Ramsköld efetuou uma série de trabalhos dedicados à evolução, sistemática e filogenia das trilobites odontopleurídeos que contribuíram amplamente para o conhecimento atual deste grupo (Ramsköld, 1991a,1991b; Ramsköld & Chatterton, 1991). Diversas autapomorfias levaram à manutenção durante algumas décadas de uma subfamília Selenopeltinae monogenérica, restrita ao género *Selenopeltis*. A análise efetuada por Ramsköld (1991b) permitiu concluir que o género *Selenopeltis* partilha um conjunto de sinapomorfias com um conjunto de géneros que eram anteriormente agrupados na subfamília Miraspidinae Richter & Richter, 1917 e que, por uma questão de prioridade nomenclatural, formam atualmente no seu conjunto a subfamília Selenopeltinae. Esta proposta foi assumida como válida no trabalho agora apresentado. A esta subfamília acrescenta-se *Hispaniaspis* Hammann, 1992 (ver Adrain *et al.*, 2008). Entre as características que definem os selenopeltíneos, lista-se a presença de nove segmentos torácicos e o seu o desigual comprimento, os quais se tornam progressivamente mais compridos (sag. e exsag.) até ao quarto segmento, diminuindo rapidamente em sentido posterior. Este padrão é sinapomórfico da subfamília e Ramsköld (1991b) demonstrou que matematicamente é possível descrever esta diferenciação. Todos os selenopeltíneos têm invariavelmente um par de verdadeiras espinhas maiores pigidiais, conectado ao primeiro anel raquidial por uma crista pleural. A este respeito, Whittington & Evit (1954) demonstraram que a espinha genal dos selenopeltíneos não tem origem na superfície da librigena mas sim no bordo, sendo que o desenvolvimento de um sulco de epibordo posteriormente é sugerido como a razão da deslocação da espinha adaxialmente. É assim comum a todos os selenopeltíneos o desenvolvimento de um sulco de epibordo, estando o verdadeiro sulco de bordo lateral ténue ou completamente apagado.

Género ***Selenopeltis*** Hawle & Corda, 1847

Espécie-tipo. *Odontopleura Buchii* Barrande, 1846 (=*Selenopeltis buchi*) da Formação Letná, Sandbiano (fatia temporal Sa2; Andar Berouniano inferior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), República Checa.

Diagnose. Ver Bruton (2008).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Selenopeltis binodosa Dean, 1966; Formação "Landeyran", Dapingiano (Arenigiano da escala regional mediterrânica) de Montanha Negra, França;

S. gallica Bruton *in* Bruton & Henry, 1978; Formação Traveusot; Darriwiliano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da Bretanha, França; também no Dobrotiviano de Espanha e Portugal (e.g. Romano, 1982; Rábano, 1990);

?*S. beyrichi* Šnajdr, 1984; Formação Vinice, Sandbiano?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa;

?*S. inermis* (Beyrich, 1846); =*Odontopleura inermis*; Formação Zahořany, Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa;

S. irrorata Bruton *in* Bruton & Henry, 1978; Formação Andouillé; Darriwiliano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de França;

S. macrophtalma (Klouček, 1916); =*Acidaspis buchi* var. *macrophtalma*; Formação Šárka, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa; também no Darriwiliano do Reino Unido, Portugal, Espanha, França e Marrocos (Bruton, 2008).

S. longispinus Vela & Corbacho (2009); ?Formação Ktaoua inferior, ?Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) de Marrocos;

S. vultuosa Přibyl & Vaněk, 1966; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Andar Kralodvoriano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa; também no Katiano inferior e superior de Marrocos (Bruton, 2008) e possivelmente no Katiano superior (Kralodvoriano) da Sardenha (Hammann & Leone, 2007).

Observações. O género *Selenopeltis* foi revisto recentemente por Bruton (2008), que efetuou uma revisão sistemática das ocorrências conhecidas do género, espécies válidas, sinonimização entre taxa definidos e considerações taxonómicas. Remete-se para este trabalho detalhes sobre *Selenopeltis* e para as observações efetuadas na descrição da espécie *Selenopeltis buchi*.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio (Dapingiano) ao Ordovícico Superior (Katiano) de Portugal, Espanha, França, Itália (Sardenha), República Checa, Marrocos e Reino Unido.

***Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846)**

(Est. 39, Figs A-E; Est. 40, Figs. A-H)

* 1846 *Odontopleura buchii* – Barrande, 28
v *1908 Acidaspis buchi* Barr. – Delgado, p. 80
v 1982 *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) – Romano, pp. 215-216, est. 1, figs. 1-14; est. 2, figs. 6-7.
v 1985 *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) – Young, p. 441, est. 52, figs. 18-19,20-21
v *1995 Selenopeltis buchi* – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Selenopeltis buchi* – Romão, quadro 2.4
2008 *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) – Bruton, pp. 6, 8-9; figs. 2A-H, J-L
2010 *Selenopeltis buchi buchi* – Guy & Lebrun, pp. 60-61

(para uma lista mais completa de sinonímias consultar Bruton, 2008)

Material. Uma carapaça (moldes interno: CMP0323/moldes externos: CMG0116; cefalão (moldes internos: MG15007a; MG15061/moldes externos: MG15007b); cranídios (moldes internos: MG15033; MG15034; MG15035; MG15036; MG15039; MG15040; MG15048; MG15049; MG15050; MG15051; MG15052; MG15053; MG15060; CMG0106; CMP0296; MG15041; MGUTAD15205; MGUTAD15307; MGUTAD15404; MGUTAD15405; MGUTAD15406; MGUTAD15537/moldes externo: CMG0113; MGUTAD15410); librigena (moldes internos: MG15032; MG15037/moldes externos: MG15038); tórax (moldes internos: MG15054; MG15057a; MG15058a; MG15059; MG15062; MGUTAD15146; MGUTAD15203; MGUTAD15211/moldes externos: MG15046; MG15057b; MG15058b; MG15063; MGUTAD15206; MGUTAD15211); toracopigidio (moldes internos: MG4562; MG15064/moldes externos: MG4562b); pigídio (moldes internos: MG15031) provenientes da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Descrição. Ver Bruton (2008, p. 8).

Observações. *Selenopeltis* é um género que captou a atenção de vários investigadores, com especial destaque para os trabalhos de Bruton (1968, 2008), Přibyl & Vaněk (1973), Bruton & Henry (1978), Romano (1982b), Šnajdr (1984), Rábano (1990) e Ramsköld & Chatterton (1991). A recente revisão do género, levada a cabo por Bruton (2008), incluiu material proveniente das jazidas estudadas (nomeadamente CRG-FCP-1). Tendo em conta o caracter abrangente desse trabalho (Bruton, 2008), que incluiu a consulta de material proveniente das diferentes regiões peri-gondwânicas e diferentes idades, optou-se por seguir aqui as considerações desse autor, que atribuiu o material português a *Selenopeltis buchi*. Uma análise crítica detalhada desta atribuição necessitaria, no estado atual do conhecimento, disponibilidade de material estatisticamente representativo proveniente das diferentes regiões e formações, o que sai do âmbito deste trabalho. Efetuar tal análise baseada apenas em consulta bibliográfica, existindo o recente estudo de Bruton (2008) suportado na análise de

abundante material do género, não permitiria esclarecer as dúvidas existentes. No entanto, é importante efetuar diversas considerações relativamente ao género *Selenopeltis* e à espécie *S. buchi*. Além disso, a especiação do género no Ordovícico Superior da República Checa carece de revisão. Por tal razão, a validade de vários taxa definidos por Šnajdr (1984) é duvidosa: *S. buchi buchi, S. buchi haglasta, S. inermis kamis, S. inermis beyrichi* (Hawle & Corda, 1847) e *S. inermis inermis.* Estes taxa correspondem, respetivamente, às ocorrências do género nas formações Letná, Libeň, base de Vinice, Vinice e Zahořany. À semelhança da sistemática efetuada para o género *Primaspis*, Šnajdr (1984) diferenciou espécies de *Selenopeltis* com base em material de preservação débil e variável, de modo a obter uma correspondência perfeita com a litostratigrafia. A documentação destas eventuais espécies é escassa e insuficiente para mais considerações. Vaněk & Valíček (2001) consideraram, porém, três destas espécies válidas: *Selenopeltis buchi* das formações Letná e Libeň, *S. beyrichi* da Formação Vinice (incluindo a base) e *S. inermis* da Formação Zahořany. As diferenças entre estas espécies são sempre muito subtis, ao nível da ornamentação (densidade desta e presença/ausência/configuração de pústulas na fixigena anterior/crista ocular). Tendo em conta o controlo da preservação sobre estas estruturas, é difícil efetuar mais considerações. Também a ontogenia tem um controlo sobre a ornamentação (em *S. buchi* do Membro Queixopêrra é evidente que os espécimes de menores dimensões estão ornamentados por grânulos maiores, com uma densidade bastante superior e espaço entre estes significativamente menor que o diâmetro dos grânulos). O material português é, pelo acima referido, aqui atribuído à espécie *S. buchi*, mas em caso de validade de *S. beyrichi* ou *S. inermis*, a atribuição a qualquer destas duas outras espécies seria igualmente argumentável.

Embora exista uma revisão recente do género (Bruton, 2008), considera-se aqui que o género *Selenopeltis* continua a carecer de uma revisão mais ampla e aprofundada. Além da problemática existente com as diferentes espécies definidas por Šnajdr (1984), também os argumentos de separação entre *S. macrophtalma* e *S. buchi* defendidos por Bruton (2008) não parecem comprovar-se. Este autor distinguiu *S. macrophtalma* pela presença de fina granulação em toda a carapaça, característica que considerou diagnóstica desta espécie. Bruton (1968, 2008) e Bruton & Henry (1978) consideraram e reiteraram que o único critério fidedigno para distinguir as espécies *S. macrophtalma* e *S. buchi* é o facto da última destas ter uma superfície dorsal torácica lisa. Por outro lado, Bruton (2008) descreveu *S. buchi* (baseando-se sobretudo em material marroquino que considerou conspecífico) como tendo uma superfície torácica lisa a fracamente granulada. No entanto, quer o material-tipo de *S. buchi* (proveniente da Formação Letná da República Checa) quer *S. buchi* do Membro Queixopêrra de Mação (que Bruton, 2008 também observou) têm ornamentação granular em toda a superfície torácica. Esta atenua-se em espécimes de maiores dimensões e pode ser indistinta por controlo preservacional, mas a observação de abundantes espécimes, incluindo moldes externos e as descrições dos autores checos mostram claramente que *S. buchi*, à semelhança de *S. macrophtalma*, também apresenta ornamentação granular em toda a superfície dorsal da carapaça. A este respeito, refira-se que Romano (1982b, p. 216), aquando da descrição dos espécimes do Membro Queixopêrra, tinha já chamado a atenção para a debilidade deste argumento: "Barrande (1852, p. 718) however also described this feature on the exoskeleton of *S. buchi* and the diferences between *buchi* and *macrophtalmus* are

extremely slight". Por seu lado Rábano (1990) diferenciou *S. (S.)* n. sp. aff. *kamila* Šnajdr, 1984 no Dobrotiviano inferior de Espanha pela ausência de prolongamento das verdadeiras espinhas pigidiais maiores (para lá da margem pigidial), diferente contorno da espinha genal, ausência da ornamentação granular característica de *S. gallica* (que ocorre nos mesmos níveis) e pelas dimensões claramente superiores.

A análise de abundantes espécimes holaspides de *S. buchi*, com dimensões desde escassos milímetros até mais de 20 centímetros, sugere que já nesta fase ocorrem várias modificações ontogenéticas: a superfície externa da carapaça torna-se progressivamente mais lisa (a ornamentação granular vai ficando quase indistinta) e as verdadeiras espinhas pigidiais maiores ultrapassam a margem pigidial em espécimes de pequenas dimensões. Contudo, em holaspides maiores, apresentam a configuração descrita para a espécie (de supramarginal a anterior à margem).

Relativamente a *S. longispinus* do Berouniano médio de Marrocos, esta foi definida por Vela & Corbacho (2009) pela peculiar configuração das suas espinhas pleurais torácicas (segundo e oitavo segmento macropleurais). A dimensão macropleural destes segmentos não é, porém, exclusiva dos registos marroquinos. Idêntica morfologia é observada nos espécimes do Membro Hope Shale da Formação Shelve do Darriwiliano (Llanvirniano inferior, Abereiddiano da escala regional britânica) de Minsterley (Shropshire), Inglaterra (Whittard, 1961, est. 26, figs. 4-5). Adicionalmente refira-se que existem abundantes espécimes figurados em *websites* de museus e colecionadores que são tipicamente atribuídos a *S. inermis*. Estes foram considerados conspecíficos de *S. macrophtalma* (Bruton, 2008 e referências neste trabalho), mas diferem na configuração macropleural destes segmentos. No trabalho de Vela & Corbacho (2009) foi descrito que este caracter é único da espécie marroquina numa manifestação de clara falta de conhecimento da bibliografia prévia. Nesse sentido, a validade de *S. longispinus* é aqui considerada, mas é importante referir de forma inequívoca que o trabalho onde foi definida (Vela & Corbacho, 2009) carece dos requisitos mínimos científicos e não fica clara qual a proveniência litostratigráfica dos espécimes e, por conseguinte, a sua idade. Perante esta realidade, é importante esclarecer qual o valor taxonómico da presença de segmentos macropleurais em *Selenopeltis* e rever os espécimes ingleses, que têm sido descritos como conspecíficos de *S. macrophtalma* sem referência às diferenças a nível torácico.

Ordem **PHACOPIDA** Salter, 1864

Subordem **PHACOPINA** Richter, Richter & Struve, 1959

Superfamília **DALMANITOIDEA** Vodges, 1890

Família **DALMANITIDAE** Vodges, 1890

Observações. Dalmanitidae é um taxón que se reveste de elevada complexidade. Tal realidade é devida ao facto de as trilobites dalmanitídeos apresentarem muitos caracteres,

realidade que colocou a sua divisão sistemática num detalhe muito superior ao existente em outros grupos de trilobites do Ordovícico, como por exemplo Illaenidae. A este propósito, refira-se que

Medidas carapaça
CT – Comprimento total da carapaça
Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
CCa – comprimento sagital anterior aos lóbulos oculares
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
CCp – comprimento sagital posterior aos lóbulos oculares
Cg – Comprimento sagital glabelar
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital do pigídio em vista dorsal
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura posterior do cefalão
Lgpost – largura glabelar posterior
Lgant – largura glabelar anterior
LiS1 – Distância extremos internos de S1
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (medida ao nível da sua largura máxima)
LPr – largura do ráquis pigidial

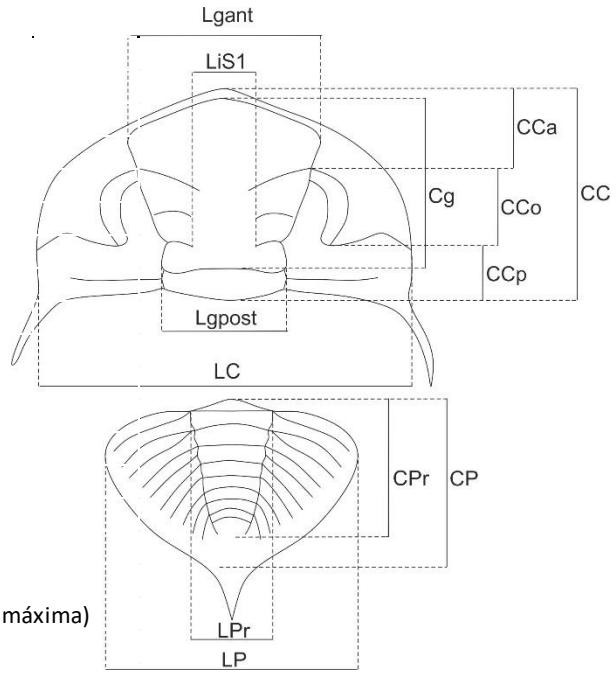


Figura 8.10. Medidas consideradas nas trilobites Phacopina Richter, Richter & Struve, 1949.

Tabela 8.11. Razões das medidas consideradas nas trilobites Phacopina Richter, Richter & Struve, 1949.

Razões	
PLC – Padrão longitudinal do cefalão (CCa/CC; CCo/CC; CCp/CC)	A/G – Comprimento do olhos/Comprimento da glabela
PTC – Padrão transversal do cefalão (Lgant/LC; Lgpost/LC; LiS1/LC)	A/Gn – Comprimento olho/Comprimento cefálico
CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão (CC/LC)	LG/CC – Largura glabelar vs. Comprimento cefálico
CvL P – Comprimento vs. Largura do pigídio (CP/LP)	

Hammann & Leone (2007, pp. 6-50) discutiram amplamente Dalmanitidae (sobretudo os membros ordovícicos desta família), sendo a contribuição geral mais recente e na qual se baseou maioritariamente a sistemática seguida neste trabalho para o grupo. Refira-se ainda que foram três os autores que desenvolveram os principais trabalhos dos dalmanitídeos ibero-armoricanos: Wolfgang Hammann, Jean-Louis Henry e Isabel Rábano.

De entre a divisão subfamiliar atualmente proposta para esta família, Eudolatitinae diferencia-se de Mucronaspidinae e Dalmanitinae por apresentar um exosqueleto com ráquis mais estreito e ausência de espinha pigidial terminal. Assim, Henry (1980a, pp.160-161) admitiu que foram os caracteres cefálicos os que lhe permitiram efetuar de forma mais adequada as determinações genéricas e específicas dos dalmanitídeos do Ordovícico do Maciço Armoricano e que, à exceção de *Zeliszkella* e *Guichenia* (e acrescentam-se a estes neste trabalho os géneros *Eudolatites* e *Mucronaspis*), os caracteres torácicos e pigidiais não lhe permitiram confiança nas identificações, sobretudo dos géneros *Dalmanitina*, *Eodalmanitina* e *Crozonaspis*. Um conjunto de géneros – *Retamaspis*, *Phacopidina* (acastáceo), *Crozonaspis* e *Zeliszkella* – apresentam os sulcos laterais cefálicos apenas marcados nas librigenas. Após o

ramo posterior da sutura facial, estão bruscamente apagados. Este caracter observa-se melhor nos moldes externos. Já em *Dalmanitina* e *Guichenia* o bordo lateral está bem definido em todo o seu comprimento, mas *Dalmanitina manfroi* n. sp. apresenta este bordo apagado, caracter incomum no género.

Subfamília **ZELISZKELLINAE** Delo, 1935

Observações. Os zeliszkellíneos são considerados o grupo basal dos restantes dalmanitídeos ordovícicos. Nesse sentido, Hammann & Leone (2007) discutiram detalhadamente a forma como o grupo poderá ter evoluído para as morfologias das restantes famílias de Dalmanitidae por estabilização de uns carateres e evolução de outros. Discutiram ainda a inclusão de *Retamaspis* Hammann, 1972 em Mucronaspidinae por Holloway (1981), a qual justificam pela relação deste género com *Eodalmanitina*, e a manutenção de *Guichenia* Henry, 1968 em Zeliszkellinae. A relação próxima entre alguns membros de Zeliszkellinae com Mucronaspidinae, Dalmanitinae e Eudolatitinae permanece controversa. Neste trabalho considera-se que a subfamília Zeliszkellinae está representada por *Ormathops, Zeliszkella, Guichenia* e *Mytocephala* Struve, 1958. Os zeliszkellíneos necessitam de uma detalhada revisão que permita estabilizar a sua sistemática, sendo esta necessidade tão mais importante na medida em que é interpretado como o grupo basal dos restantes dalmanitídeos. Pela estrutura pigidial da espécie-tipo de *Toletanaspis* Rábano, 1989 (*T. trivignoi* Rábano, 1989), este género é aqui, embora com dúvida, mantido fora desta subfamília. Henry *et al.* (1992) consideraram o género pertencente a Zelizkellinae, sobretudo pela atribuição a este género de um novo conjunto de taxa (*T?. borni* Dean, 1966, *T.* n. sp. aff. *borni*, *T. courtessolei* Henry *et al.*, 1992). De facto, se se aceitar a espécie *T.borni* Dean, 1966 da Formação Landeyran do Arenigiano da Montanha Negra, França, como um representante de *Toletanaspis*, dever-se-á reavaliar a posição sistemática do género. Mas, em tal caso, é necessário analisar qual a quantidade de variação morfológica pigidial que *Toletanaspis* poderá incluir.

Género ***Zeliszkella*** Delo, 1935

Espécie-tipo. *Phacops deshayesi* Barrande, 1846; =*Zeliszkella deshayesi*; Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Rábano (1989d, p. 58).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Zeliszkella hawlei (Barrande, 1846); =*Dalmanites hawlei*; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Z. pandora Šnajdr, 1987; =*Zeliszkella (Zeliszkella) pandora*; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

Z. renaudae Henry, 1980; Formação d'Andouillé, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de França;

Z. toledana (Hammann, 1971); =*Guichenia toledana*; Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Espanha e Portugal;

Z. torrubiae (Verneuil & Barrande, 1858); =*Dalmanites torrubiae*; Darriwiliano superior (topo do Dobrotiviano inferior e Dobrotiviano superior da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha e França;

? *Z. lapeyrei* (Bureau, 1889); =*Dalmanites lapeyrei*; parte superior da Formação Traveusot, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha e França; (?=*Z. torrubiae*);

Outras referências ao género. Rábano (1990) identificou como *Zeliszkella (Zeliszkella)*? sp. um cefalão do Oretaniano (Darriwiliano da escala global) proveniente de Navas de Estena, Espanha, que se diferencia dos típicos zeliszkellíneos por S2 não alcançar o sulco dorsal. Em caso de a atribuição genérica estar correta, este seria o registo mais antigo do género, podendo sugerir que a conexão de S2 e do sulco dorsal é um caracter apomórfico. Além disso Owens & Servais (2007, fig. 6-g) identificaram *Zeliszkella* cf. *deshayesi* na Formação Sart-Bernard do Sandbiano da Bélgica. Embora só tenham figurado um pigídio, este apresenta todos os caracteres diagnósticos de *Z. deshayesi*. Por outro lado, a espécie *Z. zguidensis* Destombes, 1972, inicialmente atribuída ao género *Zeliszkella,* pertence ao género *Morgatia* Hammann, 1972.

Observações. O elevado número de espécies atribuídas pontualmente em trabalhos anteriores a *Zeliszkella* (e.g. *Z. oriens* Barrande, 1872; *Z. mytoensis* Klouček, 1916; *Z. inflatus* Želízko, 1922; *Z. velai* Corbacho, 2011), que são aqui excluídas deste género, espelha a atual situação sistemática dos zeliszkellíneos e a necessidade de revisão deste importante grupo na história evolutiva dos dalmanitídeos. Atribuições genéricas não justificadas conduziram algumas das possíveis espécies de *Zeliszkella* a serem atribuídas a quatro géneros diferentes (*Zeliszkella, Ormathops, Mytocephala* ou *Mirops* Šnajdr, 1987). *Mirops* foi considerado um sinónimo junior de *Mytocephala*, segundo Pek & Vaněk (1989). Esta opinião foi mantida por Jell & Adrain (2002) e é corroborada agora neste trabalho. *Mytocephala* foi considerado por vários autores um subgénero de *Zeliszkella* (e.g. Šnajdr, 1987; Vaněk & Valíček, 2001). Por seu lado Jell & Adrain (2002), sobretudo pelo conceito taxonómico que seguem, optaram por individualizar *Mytocephala* num género independente. Também Peršín & Budil (2009) consideram *Mytocephala* um taxón de categoria genérica. No entanto, as espécies atribuídas classicamente ao género/subgénero *Mytocephala* (*M. inflata, M. mytoensis, M. oriens*) têm sido sucessivamente atribuídas ou a *Zeliszkella* ou a *Ormathops* (e.g. Havlíček & Vaněk, 1966; Henry *et al.*, 1992; Budil, 1999; Moravec, 2004; Budil & Bruthansová, 2005), sem nunca ser efetuada uma justificação para essa atribuição. Nas últimas décadas do século XX assistiu-se a uma multiplicação desnecessária e/ou não justificada de taxa de trilobites da República Checa (e.g. Šnajdr, 1987). Por outro lado, não foi efetuada uma interpretação

conjunta do género a nível global, com os autores que estudaram *Zeliszkella* na iberoarmórica (e.g. Hammann, 1974; Henry, 1980; Rábano, 1990) a centrarem a discussão apenas sobre as espécies iberoarmoricanas.

Neste enquadramento verifica-se que o trinómio genérico mais problemático de Zeliszkellinae está constituído pelos géneros *Ormathops*, *Zeliszkella* e *Mytocephala*, neste trabalho considerados todos como géneros válidos e independentes. *Ormathops* é o zeliszkellíneo mais antigo conhecido, surgindo no Arenigiano do Reino Unido e tendo registos no Ordovícico Médio do Domínio peri-Gondwânico (Iberoarmórica, República Checa e Marrocos). A sua diferenciação de *Zeliszkella* baseia-se num conjunto de caracteres que justificam a individualização de ambos géneros: *Ormathops* apresenta sulcos S2 e S3 menos profundos do que S1, olhos mais pequenos e situados em posição anterior, dispostos obliquamente e com os seus extremos posteriores mais afastados dos sulcos dorsais, e pleuras torácicas com terminações distais menos longas e menos curvadas para trás, alcançando apenas a parte anterior pigidial. No entanto, estes caracteres apresentam variações dentro de ambos os géneros, gerando termos intermédios que geraram confusão, com algumas espécies definidas a serem atribuídas ora a *Ormathops*, ora a *Zeliszkella*, sendo porém a maioria das espécies aqui consideradas representantes de *Mytocephala*. Este último género foi estabelecido originalmente como subgénero de *Zeliszkella* por Struve (1958) e tem sido utilizado sobretudo para incluir os termos morfológicos intermédios entre *Ormathops* e *Zeliszkella*. No entanto, existem espécies cuja atribuição a *Zeliszkella* nunca foi questionada, mas que apresentam alguns caracteres dos elencados acima como diagnósticos de *Ormathops*. É exemplo desta realidade *Z. renaudae*, que apresenta os extremos posteriores dos olhos mais afastados do sulco dorsal do que a maioria das espécies de *Zeliszkella* e as extremidades das pleuras torácicas curtas, não alcançando mais do que as facetas anterolaterais do pigídio (ver Henry, 1980, est. 27, figs. 1, 2). Estas variações de caracteres concretos entre os taxa incluídos no trinómio genérico acima referido denota a relação evolutiva entre estes e a dificuldade de balizar qual a variação que cada género pode incorporar. A nível pigidial reconhecem-se três morfotipos: o típico de *Ormathops*, com ráquis mais segmentada que as regiões pleurais e sulcos pleurais pouco curvados; o típico de *Zeliszkella*, com ráquis e pleuras igualmente segmentadas, sulcos pleurais fortemente encurvados em sentido posterior e ráquis usualmente definido posteriormente, terminando muito antes de alcançar o bordo pigidial; e por fim o morfotipo de *Mytocephala*, que se diferencia do de *Zeliszkella* por apresentar sulcos pleurais e interpleurais que se estendem por toda a largura das áreas pleurais até às margens pigidiais e ráquis mais longo, alcançando o bordo posterior pigidial ou terminando próxima deste. Uma espécie que apresenta a última morfologia descrita é *M. inflata*. No entanto, a maioria dos autores atribuiu esta espécie ao género *Ormathops* (e.g. Henry *et al.*, 1992; Moravec, 2004), sobretudo pela disposição dos lóbulos oculares, com as extremidades posteriores situadas opostas a S2 e afastadas dos sulcos dorsais. Neste contexto considera-se neste trabalho ser a estrutura pigidial mais útil na limitação e diferenciação genérica desta subfamília, motivo pelo qual a espécie *Zeliszkella inflatus* Želízko, 1922 é aqui atribuída a *Mytocephala* em detrimento de *Ormathops*. Do ponto de vista cefálico ambos os géneros são muito próximos, apresentando ambos os olhos em posição anterior, mais curtos e afastados dos sulcos dorsais e L1 arredondados, estreitos (tr.), mais ou menos individualizados por S1 e situando-se os

extremos internos de S1 mais afastados do que em *Zeliszkella*. Este caracter é bastante evidente na espécie *M. velai* do Sandbiano de Marrocos, originalmente atribuída (Corbacho, 2011) a *Zeliszkella (Zeliszkella)* mas que neste trabalho é revista e atribuída a *Mytocephala*, pela proximidade morfológica com *M. inflata.* Assim, *M. velai* distingue-se de *M. inflata* por apresentar olhos um pouco maiores com extremos posteriores situados um pouco mais posteriormente (opostos a L2, face à posição oposta a S2 em *M. inflata*), mas a nível dos restantes caracteres cefálicos e pigidiais, ambas espécies são bastante comparáveis. Considera-se assim o género *Mytocephala* representado por seis espécies definidas, ainda que a validade de algumas necessite de revisão:

? *Mytocephala egesta* Šnajdr, 1987; Formação Dobrotivá, Darriwiliano (Dobrotiviano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), República Checa

M. inflata (Želízko, 1922); =*Dalmania inflata*; Formação Libeň, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

?**M. mira* (Šnajdr, 1956); =*Ormathops mirus* (espécie-tipo); Formação Libeň, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

M. mytoensis (Klouček, 1916); Formação Dobrotivá, Darriwiliano (Dobrotiviano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), República Checa

M. oriens (Barrande, 1872); Formação Dobrotivá, Darriwiliano (Dobrotiviano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), República Checa

M. velai (Corbacho, 2011); =*Zeliszkella (Zeliszkella) velai*; Formação Izegguirene; Sandbiano basal (Dobrotiviano superior da escala regional mediterrânica) de Marrocos.

**M. mira* poderá eventualmente ser um sinónimo júnior de *M. inflata*. Se tal for o caso, *M. inflata* deverá ser eleita a espécie-tipo do género *Mytocephala.*

***Zeliszkella* cf. *renaudae* Henry, 1980**

(Est. 42, Figs. A-D)

?*1908 Dalmanites* aff. *deshayesi* – Delgado, p. 80
v*1995 Zeliszkella* ? sp. – Romão *et al.*, p. 124
v*2000 Zeliszkella* ? sp. – Romão, quadro 2.4
2011 Zeliszkella ? sp. – Sá *et al.*, p. 18
?2011 *Zeliskella (Zeliskella)* sp. (*sic*) – Vidal *et al.*, fig. 10G

Material. Uma carapaça incompleta (molde interno: CMP0284a/ molde externo: CMP0284b); uma glabela (molde interno: CMG0123) provenientes da Camada Favaçal da Formação Cabeço do Peão, Mação.

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão (base, Camada Favaçal), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-2 e Pereiro, PER-FCP-2), Portugal.

Descrição e observações. A espécie *Zeliszkella renaudae* foi detalhadamente descrita por Henry (1980a, pp. 116-118). O único espécime agora estudado coincide com a descrição efetuada por este autor, motivo pelo qual não se considera necessário repetir a sua descrição aqui, efetuando-se apenas as considerações necessárias. *Zeliszkella* é extremamente rara na Camada Favaçal, únicos níveis onde foi registada. Esta ocorrência é ainda a única conhecida do género no Berouniano iberoarmoricano, sendo que anteriormente os registos mais recentes conhecidos nesta região datavam do Dobrotiviano. Efetivamente, a ausência de *Zeliszkella* no Ordovícico Superior iberoarmoricano era, à partida, interpretado como resultado de falta de amostragem, já que o género está presente no Berouniano inferior da República Checa. De igual idade é o registo de *Z.* cf. *renaudae* da Camada Favaçal e, no seu conjunto, são os últimos registos conhecidos do género.

Os espécimes estudados, uma carapaça incompleta (metade anterior cefálica em falta) e uma glabela incompleta, permitem a observações de caracteres diagnósticos de *Z. renaudae*, nomeadamente: fixigenas ornamentadas por fossetas, extremos posteriores dos lóbulos oculares afastados dos sulcos dorsais e situados em posição oposta a L1; lóbulo frontal pouco alargado transversalmente em relação ao ponto mais abaxial de L3; últimas pleuras torácicas curvam apenas sobre os cantos anterolaterais do pigídio, que apresenta contorno triangular com quatro pares de sulcos pleurais, definindo quatro costilhas e meia, sulcos interpleurais tão profundos quanto os pleurais e que em ambos os casos se prolongam quase até à margem lateral pigidial. Embora o material português tenha uma débil preservação, parece observar-se nas bandas anteriores das pleuras torácicas fileiras alinhadas de fossetas, um caracter descrito unicamente para *Z. renaudae* (Henry, 1980, est. 27, fig. 1f). Mantém-se, porém, uma identificação em nomenclatura aberta pelo facto do material observado estar mal preservado e incompleto, não permitindo a verificação de outros caracteres importantes para uma correta diagnose específica de *Z. renaudae*.

Subfamília **MUCRONASPIDINAE** Holloway, 1981

Observações. A subfamília Mucronaspidinae foi estabelecida por Holloway (1981) que a distinguiu de Dalmanitininae sobretudo pela diferente construção das pontas pleurais torácicas. Alguns autores (e.g. Lesperance, 1988; Rábano, 1990; Henry *et al.*, 1992) rejeitaram, porém, esta divisão. Nesse sentido, Hammann & Leone (2007) discutiram detalhadamente esta questão, sendo neste trabalho seguida a sua proposta e, consequentemente, a aceitação da subfamília Mucronaspidinae.

Género ***Eodalmanitina*** Henry, 1965

Espécie-tipo. *Calymene macrophtalma* Brongniart, 1822 (=*Eodalmanitina macrophtalma*) da Formação des Schistes d'Angers, Darriwiliano de França (espécie identificada também amplamente no Darriwiliano de França, Espanha e Portugal).

Diagnose. Ver Henry & Nion (1970, p. 214).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

E.? *alnifensis* (Destombes, 1972); =*Mucronaspis alnifensis*; parte superior da Formação Ktaoua-inferior, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Marrocos;

E. berouniana n. sp.; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?-Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Mação, Portugal;

E. chillonensis (Hammann, 1972); =*Mucronaspis chillonensis*; Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de Espanha e França;

E. destombesi (Henry, 1966); =*Dalmanitina (Eodalmanitina) destombesi*; várias unidades do Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha e França;

E. granulata Rábano, 1981; =*Eodalmanitina henryi granulata*; membro inferior da Formação "Pizarras con Calymene", Darriwiliano (Oretaniano superior da escala regional mediterrânica) de Espanha;

E. henryi Rábano, 1981; =*Eodalmanitina henryi henryi*; Formação de Postolonnec, Darriwiliano (Oretaniano superior da escala regional mediterrânica) de França;

E. nava (Hamman, 1972); =*Dalmanitina (Eodalmanitina) nava*; várias unidades do Darriwiliano (Oretaniano superior da escala regional mediterrânica) de Espanha e França;

E.? budili Corbacho & López-Soriano (2013); =*Chattiaspis? budili*; parte superior da Formação Ktaoua-Inferior, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Marrocos;

Outras referências ao género. Carvalho *et al.* (2009) mencionaram a presença de *Eodalmanitina nava* no Dobrotiviano de Vila Velha de Ródão, porém esta citação carece de documentação que permita verificar a sua identidade específica. Esta espécie é restrita do Oretaniano superior espanhol e francês e a sua curta distribuição estratigráfica tem utilidade a nível biostratigráfico (e.g. Rábano, 1990; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002), pelo que tal ocorrência no Dobrotiviano de Vila Velha de Ródão requer revisão. Henry (1980a), Holloway (1981) e Hammann & Leone (2007) consideraram que *Mucronaspis alnifensis* Destombes, 1972 da Formação Ktaoua-inferior do Berouniano superior de Marrocos deverá ser transferida para *Eodalmanitina*. Porém, Rábano (1990) rejeitou esta reatribuição genérica. Dada a proximidade entre ambos os géneros e a dificuldade da sua distinção, mantém-se a dúvida neste trabalho, já que essa é a única ocorrência isolada do género referenciada fora da área iberoarmoricana e numa idade bastante posterior. Também com dúvida e também proveniente de Marrocos, a espécie *Chattiaspis*? *budili* formalizada por Corbacho & López-Soriano (2013), é agora atribuída a *Eodalmanitina*.

Por seu lado, Courville *et al.* (2004) elencam vários dalmanitídeos da Formação d'Urville do Darriwiliano de França, no entanto a listagem de fósseis que apresentam inclui material do Darriwiliano, Sandbiano e Katiano, pelo que estes registos podem estar equivocados.

Observações. O género *Eodalmanitina* é apenas conhecido com certeza nas sequências ordovícicas de Portugal, Espanha e França, sendo uma forma endémica do subdomínio correspondente à Iberoarmórica (ATA *sensu* Schatz *et al.*, 2002). A eventual presença do género no Berouniano superior de Marrocos (*E.? alnifensis* e *E.? budili*) requer revisão. No entanto, tal registo é muito posterior à distribuição típica do género na região iberoarmoricana, pelo que durante pelo menos o Ordovícico Médio este táxon deverá ter vivido restringido a esta área. Vários autores discutiram em detalhe o género *Eodalmanitina*, a sua relação com géneros próximos e a atribuição subfamiliar, pelo que se remete para a leitura dos trabalhos de Henry (1980a), Holloway (1981), Rábano (1990) e Hammann & Leone (2007).

***Eodalmanitina berouniana* n. sp.**

(Est. 42, Figs. E-J; Est. 43, Figs. A-D)

Etimologia. Diz respeito ao andar da escala regional mediterrânica Berouniano, idade dos níveis onde ocorre. É o primeiro registo conhecido do género no Berouniano da região iberoarmoricana onde, anteriormente, tinha a sua última aparição no topo do Dobrotiviano de França (sub-biozona *Marrolithus bureaui*).

Holótipo. Molde interno (MGUTAD15366) e correspondente externo (MGUTAD15237) de um cefalão proveniente do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Est. 42, Figs. E-I).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Um cefalotórax (molde interno: MGUTAD15237a/molde externo: MGUTAD15357b); um fragmento de tórax (molde interno: CMP0320a/molde externo: CMP0320b).

Tabela 8.12. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eodalmanitina berouniana* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.10 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	PLC			PTC		CvL C	A/G	A/Gn	LG/CC
MGUTAD15366	1,80	0,80	0,75	0,25	1,55	2,20	0,60	1,25	0,44	0,42	0,14	0,57	0,27	0,82	0,48	0,42	0,69
MGUTAD15237	1,05	0,45	0,50	0,10	0,85	1,70	0,50	0,80	0,43	0,48	0,10	0,47	0,29	0,62	0,59	0,48	0,76

Ocorrência. Apenas localidade-tipo.

Diagnose. Uma espécie de *Eodalmanitina* que se caracteriza pela presença de uma ornamentação granular fina em toda a superfície cefálica e torácica, mais marcada nas áreas genais; olhos grandes, com extremo posterior oposto a L1; índices oculares A/G=48-52% e A/Gn=41-42%, superfície visual com cerca de 29 fileiras dorsoventrais com um máximo de nove lentes por fileira; pequenas pontas genais curtas e finas, situadas no bordo posterior, adaxiais ao ponto mais abaxial cefálico. Pigídio desconhecido.

Descrição. Cefalão de contorno subpentagonal, pouco arqueado, mais largo (tr.) que comprido (a razão entre ambas as medidas é facilmente alterada pela deformação). Glabela pouco convexa (sag. e tr.) na sua metade posterior, sendo que em vista lateral os lóbulos oculares se elevam em relação a esta região; lóbulo frontal glabelar convexo e um pouco mais elevado que a porção posterior glabelar. Glabela claviforme, definida por sulcos dorsais profundos, que se dividem em três tramos: um posterior oposto a L1, subsagital; um intermédio compreendido entre S1 e S3, pouco divergente (cerca de 15 a 20º em relação à linha sagital); um anterior a S3, convexo para fora, divergindo fortemente até cerca de metade do comprimento do lóbulo frontal e convergindo para contornar o bordo anterior cefálico. Máxima largura glabelar ao nível do lóbulo frontal cerca de 50% da largura cefálica posterior (máxima). Três pares de sulcos glabelares profundos, situando-se os seus extremos adaxiais nas mesmas linhas exsagitais. S1 subtransversal, contactando o sulco dorsal e com uma bifurcação na qual o ramo anterior não está desenvolvido e o ramo posterior é profundo, subsagital e comprido (sag.), alcançando metade do comprimento (sag.) de L1. L1 subquadrado, inflado. S2 subtransversal, muito estreito (tr.), com apenas cerca de metade da largura de S1 e bastante afastado do sulco dorsal (tanto quanto a sua largura). S3 oblíquos, subretilíneos, não alcançando o sulco dorsal. Sulco occipital profundo, curvado para diante. Lóbulo frontal alargado (tr.), bordo posterior definido por sulco profundo, transversal na sua metade adaxial, curvando anteriormente em direção abaxial, terminando abruptamente em linha exsagital com a ponta genal, sem se porlongar para a área lateral. Ponta genal fina, curta (apresenta aproximadamente o comprimento, exsag., de L1), um pouco divergente, com a base situada no ponto mais posterior do cefalão mas afastado do limite abaxial deste, situando-se em linha exsagital com metade da largura (tr.) da librigena. Sulco de bordo lateral não marcado na porção fixigenal e moderadamente profundo na porção librigenal, definindo um bordo lateral estreito (tr.), prolongando-se anteriormente no sulco de bordo anterior (não preservado nos espécimes estudados).

Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,44-0,45-0,11 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos esquizocroais de tamanho grande; índice Augen (*sensu* Struve, 1958) cerca de A/G=48-52% e A/Gn=41-42%, superfície visual com cerca de 29 fileiras dorsoventrais com um máximo de nove lentes por fileira. Lóbulos palpebrais de contorno semilunar, com sulco palpebral bem marcado. Extremo anterior atinge o sulco dorsal, onde parece desenvolver um apodema e situa-se ao nível do extremo abaxial de S3; extremo posterior situado oposto a L1, ocupando cerca de 70% do comprimento (exsag.) deste lóbulo. Secção anterior da sutura facial acompanha imediatamente após o lóbulo palpebral o sulco dorsal. Secções posteriores da sutura facial curvam ligeiramente para diante (até cerca do terço posterior do lóbulo palpebral), curvando posteriormente para cortar o bordo numa posição transversa ao limite posterior do anel occipital. Deste modo, a linha de sutura termina num ponto imediatamente adaxial ao ponto mais abaxial das áreas genais, o que lhe dá uma configuração, ainda que irreal, de sutura opistopária (Est. 42, Fig. E). Glabela ornamentada por minúsculos grânulos de dimensões semelhantes, com distribuição regular por toda a superfície; a mesma ornamentação está presente também no anel occipital e bordo posterior. Áreas genais ornamentadas por grânulos mais profundos e de maiores dimensões, mas que se atenuam bastante antes de alcançar o sulco de bordo lateral, definindo uma área subparalela a

este, sendo que a librigena está em parte ornamentada e outra onde é aparentemente lisa. O lóbulo frontal apresenta uma depressão longitudinal medial profunda situada na sua metade posterior.

O tórax é conhecido apenas a partir de dois segmentos articulados com um cefalão (parátipo) e um fragmento torácico constituído por cinco segmentos articulados, que apresentam a mesma ornamentação granular da glabela, sendo um pouco mais grosseira nos anéis torácicos que nas pleuras. A configuração torácica é semelhante à descrita para outras espécies do género *Eodalmanitina*. Anéis raquidiais subretangulares, com largura (tr.) aproximadamente igual à das pleuras. Extremos distais pleurais com canto anterolateral arredondado e terminação posterior em espinha direcionada posteriormente. Os sulcos pleurais iniciam-se nos cantos anterolaterais dos anéis torácicos e têm um traçado subtransversal, limitando uma banda anterior com metade do comprimento (exsag.) da banda posterior, terminando suavemente encurvados para trás, antes de alcançar o bordo pleural.
Hipostoma e pigídio desconhecidos.

Observações. *Eodalmanitina berouniana* n. sp. constitui o primeiro registro do género no Berouniano iberoarmoricano e, por conseguinte, a espécie estratigraficamente mais jovem nesta região. Anteriormente o registo mais jovem do género correspondia a *Eodalmanitina destombesi*, da Biozona de *Marrolithus bureaui*, do Dobrotiviano superior (Sandbiano basal) de França. No entanto, se efetivamente as espécies *E.? alnifensis* e *E.? budili* do Berouniano superior (Katiano inferior) de Marrocos pertencerem ao género *Eodalmanitina*, estas passarão então a ser as mais recentes ocorrências e as únicas conhecidas para o género fora da área iberoarmoricana. Deste modo, *E. berouniana* pode ser importante para traçar a evolução deste género e compreender a relação com *Mucronaspis*, já que ambos os taxa foram considerados como pertencentes a uma mesma linha evolutiva (e.g. Hamman & Leone, 2007, p. 32). Embora o material estudado seja francamente escasso e incompleto (conhecem-se apenas o holótipo e dois paratipos, desconhecendo-se quaisquer pigídios), a sua identificação e diagnose são inequívocas. Optou-se assim por estabelecer assm a espécie, importante para o conhecimento do grupo. Por outro lado, o facto dos níveis de onde provêm terem sido amplamente explorados por cientistas e colecionadores durante várias décadas e não se conhecer anteriormente um único fragmento, denota a escassez de material e a reduzida probabilidade de se encontrarem muitos mais espécimes.

De entre as espécies estabelecidas para o género *Eodalmanitina*, *E. berouniana* n. sp. é mais próxima de *E. henryi* e *E. granulata* do Oretaniano superior de França e Espanha, respetivamente. Ambas estas espécies foram anteriormente consideradas duas subespécies de *E. henryi* (*E. henryi henryi* e *E. henryi granulata*, Rábano, 1981), que aqui são consideradas válidas a nível específico dado o conceito de espécie seguido neste trabalho. A ocorrência de uma forma tão próxima no Berouniano médio de Portugal denota a existência de espécimes afim por amostrar no Dobrotiviano e Berouniano inferior, representando *E. berouniana* n. sp. um taxon lázaro. Nesse contexto, *E. berouniana* n. sp. distingue-se de *E. henryi* e de *E. granulata* pela ornamentação homogénea em toda a superfície cefálica (as formas francesa e espanhola apresentam ornamentação granular glabelar apenas nas áreas mediais), por um

ramo posterior da bifurcação adaxial de S1 mais comprido (esag.) e, possivelmente, glabela mais estreita (tr.) e alongada, com a porção posterior a S3 definida por sulcos dorsais menos divergentes (caracter difícil de avaliar pela existência de pouco material e pelo seu estado deformado); Distingue-se ainda de *E. granulata* por índices oculares significativamente superiores (A/G e A/G 35-41 e 32?-35 em *E. granulata*) e olhos situados mais posteriormente; e de *E. henryi* por esta apresentar um número (30-32)superior de fileiras dorsoventrais da superfície ocular.

Relativamente às restantes espécies de *Eodalmanitina*, *E. berouniana* n. sp. distingue-se facilmente pela configuração das suas pontas genais (apenas *E. berouniana* n. sp., *E. henryi* e *E. granulata* apresentam igual configuração, com pontas muito curtas, de base ampla, situadas num ponto interno face ao limite abaxial das áreas genais), pela configuração quadrada de L1 e pelo ramo posterior da bifurcação adaxial de S1 muito comprido, além de um S2 muito estreito e afastado do sulco dorsal e de possuir uma ornamentação granular homogénea sob toda a superfície cefálica e torácica.

É provável que existam entre o material de Dalmanitidae estudado, pigídios de *E. berouniana* n. sp. No entanto, a abundância de *Dalmanitina manfroi* n. sp. nos mesmos níveis, cuja morfologia pigidial será bastante semelhante, impossibilitou tal identificação.

Género ***Mucronaspis*** Destombes, 1963

Espécie-tipo. *Dalmanitina (Mucronaspis) termieri* Destombes, 1963 (=*Mucronaspis termieri*) da Formação Ktaoua-superior, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Marrocos.

Diagnose. Ver Budil (1996, pp. 63-64).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

? *Mucronaspis arsachensis* (Balashova, 1966); *Dalmanitina arsachensis*; Formação Kozyndy, Hirnantiano, Pamir (=? *Mucronaspis olini*, Segundo Apollonov *et al.*, 1980);

M. brevispina (Temple, 1952); =*Dalmanitina mucronata brevispina*; topo do Ordovícico (Hirnantiano terminal) – base do Silúrico?, Cumbria, Inglaterra;

M. danae (Meek & Worthen, 1866); =*Dalmanites danae;* Formação Leemon; topo do Ordovícico (Hirnantiano terminal) – base do Silúrico?, Estados Unidos da América;

M. dejiangensis (Yin, 1978); =*Dalmanitina (Dalmanitina) dejiangensis*; Hirnantiano, Guizhou, China;

M. ganabina Šnajdr, 1987; topo da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), República Checa;

M. grandis (Barrande, 1852); =*Dalmanites socialis* var. *grandis*; topo da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), República Checa;

M. greti (Destombes, 1963); *=Dalmanitina (Mucronaspis) greti;* Formação Ktaoua-superior, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Marrocos;

M. guizhouensis (Yin 1978); *=Dalmanitina (Dalmanitina) guizhouensis;* Hirnantiano, Guizhou, China;

M. hastingsi (Reed, 1915); *=Phacops (Dalmanites) hastingsi*; parte inferior da Formação Panghsa-pye, ?Hirnantiano, Myanmar;

M. itacurubensis (Baldis & Hansen, 1980); Grupo Itacurubí, ?topo do Ordovícico (Hirnantiano) – base do Silúrico; leste do Paraguai;

M. kiaeri (Troedsson, 1918); *=Dalmanites kiaeri*; topo das formações Husbergøya e Langøyene, Hirnantiano (Série Harju, andar Porkuni da escala cronostratigráfica regional da Balto-Escandinávia), Oslo, Noruega;

M. kosyndensis (Balashova, 1966); *Dalmanitina kosyndensis*; Formação Kozyndy, Pamir;

M. malayensis (Kobayashi & Hamada, 1964); *=Dalmanitina malayensis;* Hirnantiano?, Langwaki, Malásia;

M. matutina (Dean, 1962); *Dalmanitina mucronata matutina*; Formação Dufton Shales, Katiano superior (Pusgilliano da escala regional britânica), Cumbria, Inglaterra;

M. mucronata (Brongniart, 1822); *=Phacops mucronata*; do Membro Dalmanitina Beds, Formação Jonstorp, Katiano superior (fatia temporal Ka4; Série Harju, Andar Pirgu da escala cronostratigráfica regional da Balto-Escandinávia), Suécia; (para ocorrências adicionais da espécie e discussão das mesmas ver Hammann & Leone, 2007, p. 33)

M. nanchengensis (Lu, 1957); *=Dalmanitina nanchengensis*; Formação Nanzheng, ?Hirnantiano, China;

M. olini (Temple, 1952); *=Dalmanitina olini;* topo do Katiano ao Hirnantiano do País de Gales, Irlanda, Suécia, Polónia? (Kielan, 1960) e Cazaquistão? (Apollonov, 1974);

? *M. pamirica* (Balashova, 1966); *Dalmantina pamirica*; Formação Kozyndy, Hirnantiano?, Pamir;

M. sudamericana (Baldis & Blasco, 1975); Hirnantiano da Précordilheira San Juan, Argentina;

M. yichangensis (Lin, 1978); *=Dalmanitina yichangensis;* Formação Hirnantian beds, Hirnantiano, Yangtze, China; também Formação Wufeng, Hirnantiano, Hubei, China;

M. zagoraensis Destombes (1972); formações Ktaoua-inferior e Tiouririne-superior, Sandbiano?-Katiano, Marrocos;

? *M. zorabata* (Balashova, 1966); *=Dalmanitina zorabata;* Formação Kozyndy, Hirnantiano?, Pamir;

M. zunyiensis (Yin, 1978); *=Dalmanitina (Dalmanitina) zunyiensis*; Hirnantiano, Guizhou, China.

Outras referências ao género. No trabalho de Hammann & Leone (2007, pp. 32-34) foi efetuada uma revisão extensa do género *Mucronaspis*, com diferentes espécies definidas, caracteres diagnósticos e diferenciação de cada uma, pelo que neste trabalho se remete para essa fonte bibliográfica. Por tal razão, serão agora apenas mencionadas as referências ao género posteriores ao trabalho de Hammann & Leone (2007) ou não mencionadas por aqueles autores. Assim, Henry (1980a) descreveu *Mucronaspis*? sp. da Formação Pélites à Fragments do Hirnantiano de França. Neste trabalho consideram-se ambos os pigídios figurados por

Henry (1980a, est. 42, figs. 9-10) pertencentes a *Mucronaspis*, sendo esta a única referência à ocorrência deste género em França. Também Becq-Giraudon & Massa (1996) identificaram *Mucronaspis* sp. na Formação Melez-Chogranedo do Katiano da Líbia, mas não figuraram qualquer exemplar. Posteriormente, Alfaro *et al.* (2011) identificaram *Mucronaspis* sp. na parte inferior da Formação Eusebio Ayala, do Hirnantiano do Paraguaie Alfaro *et al.* (2012) consideraram a espécie *Makaspis ypacarayensis* Baldis & Hansen, 1980, proveniente da Formação Vargas Peña da base do Silúrico do Paraguai, como pertencente ao género *Mucronaspis.* No entanto, esta espécie tinha sido entretanto atribuída a *Dalmanites* por Edgecombe *in* Jell & Adrain (2002) e Tortello *et al.* (2008, 2012). Também do Paraguai, Edgecombe *in* Jell & Adrain (2002) considerou que a espécie *Guaykinites itacurubensis* Baldis & Hansen, 1980, proveniente do Grupo Itacurubi do Silúrico inferior como pertence ao género *Mucronaspis* (com *Guaykinites* a ser considerado como um sinónimo júnior de *Mucronaspis*). Em Espanha, Vizcaïno *et al.* (2004) mencionaram a presença de *Mucronaspis mucronata* no Hirnantiano de Tremedal e Noguera (Teruel) . No mesmo ano, Robardet & Gutiérrez-Marco (2004) indicaram a presença de um único fragmento de *Mucronaspis* na Formação Valle do Hirnantiano da provícia de Sevilha. Mais recentemente Bernárdez *et al.* (2015) identificaram *Mucronaspis* no Hirnantiano da região Cantábrica.

Por seu lado Hammann & Leone (2007) descreveram *Mucronaspis mucronata mucronata* proveniente do Membro Girisi da Formação Marco, Hirnantiano da Sardenha. Contudo, o material estudado (um único cefalão e pigídio incompletos) não permitem, em nossa opinião, uma identificação específica segura e esta ocorrência deverá identificar-se como *Mucronaspis* sp. indet.

Num outro estudo, Hints *et al.* (2012) consideraram a existência de cinco morfótipos de *Mucronaspis mucronata s.l.* no Hirnantiano da Suécia, que acompanham uma tendência estratigráfica tendo sido denominados de A, B, C, D e E e descritos detalhadamente. Alguns destes morfotipos foram considerados afim de *M. kiaeri* e *M. olini*.

Também Mergl (2011) identificou *Mucronaspis* sp. no topo da Formação Králův Dvůr, num nível estratigraficamente suprajacente aquele onde ocorre *M. ganabina*. Este registo ocorre em associação com representantes da Fauna de *Hirnantia*, sendo considerado o registo mais antigo desta comunidade na República Checa. Por último, Álvaro *et al.* (2015) documentaram a ocorrência de *Mucronaspis* cf. *mucronata* da Formação Marmairane do Hirnantiano de Mouthoumet, França.

Observações. Vários autores discutiram em detalhe a história taxonómica e independência do género *Mucronaspis* (e.g. Destombes, 1972; Holloway, 1981; Owen, 1981; Budil, 1996; Hammann & Leone, 2007), motivo pelo qual se remete para a leitura desses trabalhos. O género morfologicamente mais próximo é *Eodalmanitina*, tendo Hammann & Leone (2007) sugerido que *Mucronaspis* terá uma estreita relação evolutiva com esse género e que tal evolução terá provavelmente acontecido durante o Sandbiano. O género *Mucronaspis* atinge uma distribuição cosmopolita durante o Hirnantiano, interpretado como uma época glaciar, sendo o principal constituinte de Trilobita presente nas associações peri-polares de baixa diversidade desta idade. O seu registo mais antigo é *M. zagoraensis* da Formação Ktaoua-

inferior do Sandbiano?/Katiano inferior de Marrocos, embora "*Dalmanitina*" descrita por Reed (1904) na Formação Mydrim Shale do Sandbiano do País de Gales tenha também sido atribuída a *Mucronaspis* (Destombes, 1972 e Owens & Servais, 2007). Embora não seja totalmente inequívoca a sua presença na base do Silúrico, três espécies foram descritas em níveis desta idade: *M. itacurubensis* do Paraguai, *M. brevispina* do Reino Unido e *M. danae*, dos Estados Unidos da América. Na região da ATA o género é apenas conhecido no Hirnantiano, sendo a sua presença útil do ponto de vista biostratigráfico.

***Mucronaspis* cf. *mucronata* (Brongniart, 1822)**

(Est. 43, Figs. E-N; Est. 44, Figs. A-G)

Material. Um cranídio (molde externo: MG30546-1); uma librigena (molde interno: MG30552a/molde externo: MG30552b); onze pigídios (moldes internos: MG30539-1; MG30539-2; MG30540a; MG30541; MG30549-1; MG30553; MG30554; MG30556a/moldes externos: MG30540b; MG30542; MG30544; MG30548; MG30549-2; MG30556b); acumulação de numerosos escleritos (MG30543; MG30545; MG30546-2; MG30550-1; MG30555); pigídio meraspis (MG30550-2), todos provenientes da Formação Ribeira do Braçal (Penacova).

Ocorrência. Formação Ribeira do Braçal (nível situado a 70 cm da base) em Penacova (Carvoeira, CRV-FRB-1 e Pé de Viso, PDV-FRB-1), Hirnantiano, Portugal.

Descrição. O material disponível é bastante fragmentário. Os níveis onde ocorre constituem acumulações de escleritos. Por tal motivo, a descrição aqui apresentada será essencialmente baseada nos caracteres significativos. Apresenta sulco dorsal retilíneo entre S1 e S3, sendo que S2 atinge o sulco dorsal e apresenta configuração subretilínea transversal. O lóbulo frontal parece ser alargado, provocando uma forte divergência do sulco dorsal anterior a S3. O sulco do bordo posterior prolonga-se no sulco de bordo lateral na librigena. A espinha genal apresenta-se alinhada com o bordo lateral cefálio, formando um ângulo obtuso de cerca de 140º com o bordo posterior cefálico. A librigena apresenta uma ornamentação granular muito fina. Os segmentos torácicos apresentam extremos pleurais em espinha. O pigídio mais completo permitiu contabilizar 10 anéis raquidiais. O número máximo de sulcos pleurais contabilizado foi de sete, definindo oito costilhas pleurais. Os sulcos pleurais e interpleurais são igualmente profundos e nos espécimes de maiores dimensões apresentam os extremos abaxiais igualmente prolongados até muito próximo da margem pigidial. Em espécimes de dimensões intermédias, o sulco pleural apresenta-se mais marcado abaxialmente e um pouco mais prolongado, encurvado em sentido posterior. Os sulcos interpleurais apresentam-se convexos em direção anterior, dividindo as costilhas pleurais em banda anterior e posterior de igual comprimento (exsag.). A espinha pigidial possui base larga (tr.) e comprimento indeterminado (mas deverá corresponder a pelo menos metade do comprimento pigidial).

Observações. A configuração pigidial, a largura relativa da ráquis, o traçado dos sulcos pleurais e interpleurais e a espinha pigidial permitem a inserção genérica em *Mucronaspis*. Esta atribuição é corroborada pela continuidade do sulco de bordo posterior no sulco de bordo

lateral da librigena, pela presença e configuração das espinhas genais e pelos extremos abaxiais em espinha dos segmentos torácicos. Adicionalmente, os espécimes que correspondem a estádios meraspide (pigídios e um cranídio) coincidem com as séries de crescimento documentadas para o género (e.g. Temple, 1952; Budil, 1996). Os espécimes estudados constituem acumulações possivelmente monoespecíficas de *Mucronaspis*, com um elevado número de escleritos sobrepostos, fragmentados e deformados. As dimensões dos espécimes são bastante díspares, tendo o maior pigídio (MG-SP-025) mais de 2 cm de comprimento (sag.) e o mais pequeno (MG-SP-023-1) apenas 2 mm, correspondendo a um estádio meraspide. A maioria dos fragmentos identificáveis correspondem a moldes de pigídios, dificultando a classificação a nível específico do material. Por este motivo os espécimes estudados foram classificados em nomenclatura aberta, por não ser possível efetuar uma atribuição específica segura. Porém, considerando os caracteres pigidiais e a paleogeografia e domínio ao qual pertenceria região estudada, podemos restringir a identidade específica e/ou pelo menos a afinidade específica do material português. Deste modo, a presença de uma espinha pigidial com algum desenvolvimento afasta o material português das espécies *M. brevispina, M. ganabina* e *M. matutina*. Por outro lado, o menor número de anéis raquidiais distingue o material português das espécies *M. greti, M. kosyndensis, M. zorabata* e *M. zunyensis*, enquanto um número superior de sulcos pleurais permite distinguir o material estudado das espécies *M. guizouhensis, M. matutina, M. arsachensis, M. termieri* e *M. zagoraensis*. A configuração e número de sulcos pleurais e interpleurais, o número de anéis raquidiais e o comprimento da espinha pigidial aproximam o material português das espécies *M. mucronata* e *M. grandis*. No entanto, e embora não seja clara a observação deste caracter no material português, o lóbulo frontal parece ser amplamente alargado face à parte glabelar posterior a S3, o que poderia aproximar este material mais a *M. mucronata* do que a *M. grandis*. Assim, *Mucronaspis* cf. *mucronata* constitui-se como o primeiro registo de trilobites no Hirnantiano de Portugal e o único do género conhecido na região de Penacova. As associações do Hirnantiano português são constituídas sobretudo por braquiópodes e crinóides, sendo que de entre cerca de uma dezena de jazidas fossilíferas desta idade conhecidas na área do sinclinal de Buçaco, apenas em duas foram registados fósseis de trilobites (CRV-FRB-1 e PDV-FRB-1).

Subfamília **DALMANITINAE** Destombes, 1972

Género ***Dalmanitina*** Reed, 1905

[=*Dalmanitina (Dalmanitina)* Reed, 1905]

[?=*Dalmanitina (Thuringaspis)* Struve, 1962]

Espécie-tipo. *Phacops socialis* Barrande, 1846 (=*Dalmanitina socialis*) da Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Destombes (1972).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Dalmanitina acuta Hammann, 1971; Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica), Almadén, Espanha (Est. 54, Figs. L-P); também na Formação Glauzy, Berouniano superior, da Montanha Negra (Dreyfuss, 1948, segundo Hammann & Leone, 2007);

D. asta Šnajdr, 1982; Formação Bohdalec, Berouniano superior (Katiano inferior da escala cronostratigráfica global) da República Checa;

D. bossei Pillet (1990); "Schistes à nodules gréseux", ca. Sandbiano/Katiano, Angers, França;

D. cilinensis Šnajdr, 1956; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

D. dargazensis Ghobadi Pour *et al.*, 2015; Formação Seyahou, Katiano, Irão;

D. elfrida Šnajdr, 1982; Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

D. lamarmorai (Meneghini, 1880); =*Dalmanites lamarmorae*; Formação Portixeddu (horizonte TH3a, Hammann & Leone, 2007), Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha, Itália;

D.? osiris Struve, 1962; =*Dalmanitina (Thuringaspis) osiris;* Formação Lederschiefer, Hirnantiano, Obergölitz, Turíngia, Alemanha;

D. philippoti Henry, 1980; Formação Kermeur, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da Bretanha, França;

D. manfroi n. sp.; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica), Mação, Portugal;

D. proaeva (Emmrich, 1839); =*Phacops proaevus*; Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

D. rabanoae n. sp.; Formação Carregueira, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica); parte superior da Formação Postolonnec, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica),

D. wagneri Struve, 1962; Formação Lederschiefer, blocos erráticos do Katiano em níveis do Hirnantiano, Alemanha;

Outras referências ao género. No trabalho de Hammann & Leone (2007) foram discutidos com detalhe os registos existentes de *Dalmanitina,* incluindo as espécies que os autores consideraram válidas e as que excluíram do género. Deste modo, neste trabalho apresenta-se apenas a referência aos registos que atualmente se consideram representantes do género. Assim, Destombes (1972) identificou a espécie-tipo *Dalmanitina socialis* na Formação Ktaoua-inferior do Berouniano superior (Katiano inferior da escala global) de Marrocos. Posteriormente, Henry (1980a) diferenciou um conjunto de espécimes da Formação Riadan do Berouniano médio (?Sandbiano superior/Katiano inferior) de França onde se incluia *D.*

(D.) cf. *philippoti*. Contudo, no trabalho de Hammann & Leone (2007) foi considerado que *D. (D)* aff. *praoeva* do Berouniano de Espanha (Hammann, 1974: 36-37, est. 7, figs. 96, 97) poderá ser conspecífica de *D. (D.)* cf. *phillippoti*. Segundo Hammann & Leone (2007), *D. (D.)* aff. *proaeva* descrita por Dreyfuss (1948: 56, est. 9, figs. 3, 8, 10) do Katiano de Marrocos poderá corresponder a *D. (D.) acuta*, enquanto que *D. (D.) proaeva* descrita por Destombes (1972) em Marrocos será conspecífica com *D. (D.) elfrida*.

Por seu lado Kolobova *in* Sokolov & Yolkin (1978) descreveu *D. socialis* proveniente do Membro Obikalon, Formação Shakhriomon do Katiano superior do Uzbequistão. No entanto o material é distinto da espécie-tipo e requer revisão. No trabalho de Dean (1967) foi identificada *D. (D.) proaeva* proveniente da Formação Bedinan do Katiano da Turquia, sendo que a distinta morfologia dos ângulos e das espinhas genais diferencia o material turco. Quanto ao material identificado como *Dalmanitina* sp. por Corbacho & Kier (2011), o mesmo pertence a *Eudolatites.*

Recentemente Ghobadi Pour *et al.* (2015, fig. 7) descreveram *D. (D.)* sp. cf. *D (D.) acuta* da Formação Seyahou do Katiano do Irão e ainda *Dalmanitina (Dalmanitina)* sp., que consideraram muito semelhante a *D. (D.)* n. sp. aff. *acuta* (agora reclassificada como *D. rabanoae* n. sp.). Considera-se neste trabalho que *D.* sp. cf. *acuta* do Irão se diferencia de *D. acuta* da Península Ibérica pela diferente configuração dos extremos abaxiais dos sulcos pleurais do pigídio, os quais encurvam posteriormente no material do Irão, e também pela configuração dos sulcos glabelares que no material iraniano se distingue por uma maior distância sagital entre os extremos adaxiais de S2 e S3 (comparar distância sagital entre S1 e S2 e entre S2 e S2 em ambos conjuntos de material). Também Hammann & Leone (2007) identificaram *D. acuta* na Formação Monte Orri do Sandbiano? – Katiano inferior (Berouniano médio e superior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da Sardenha (Hammann & Leone, 2007). No entanto, não se considera que o material sardo conspecífico da espécie ibérica, apresentando claramente uma ornamentação distinta (ausência de grânulos maiores no lóbulo frontal glabelar e granulação mais grosseira) e uma distância entre os extremos adaxiais de S2 e S3 maior. Nestes caracteres, o material sardo e o material iraniano coincidem e, de facto, Ghobadi Pour *et al.* (2015) aproximaram os espécimes do Irão de *D. acuta* por comparação com o material sardo identificado por Hammann & Leone (2007) e não por comparação com o material-tipo (de Espanha). Considero que ambos conjuntos de material são distintos da espécie espanhola e serão aqui classificados como *Dalmanitina* aff. *acuta*.

No trabalho de Romão (2000, p. 101), por equívoco, o autor citou, via Young (1985), a ocorrência de *Dalmanitina* n. sp. aff. *acutae* (sic) na Formação Cabril do Dobrotiviano de Mação. No entanto, este género tem o seu primeiro aparecimento apenas na unidade imediatamente suprajacente (Formação Carregueira). Este erro terá também sido a causa de Sá *et al.* (2011, p. 18) terem referido a presença de *Dalmanitina* sp. na Formação Cabril. Ambas as ocorrências correspondem a equívocos, não sendo conhecidos registos deste género estratigraficamente inferiores à Formação Carregueira. Além disso, Guy & Lebrun (2010) identificaram *D. acuta* no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão de Mação, no

entanto o material desta formação não é conspecífico de *D. acuta* e é aqui classificado como *D. manfroi* n. sp.

Observações. Desde a proposta de Struve (1962), o género *Dalmanitina* tem sido dividido em dois subgéneros: *Dalmanitina (Dalmanitina)* e *Dalmanitina (Thuringaspis)*. De acordo com este autor (op. cit.: 156), diferencia-os o bordo cefálico lateral (alargado abaxialmente no segundo taxon) e a terminação posterolateral da sutura facial (ver Pillet, 1990, texto-fig. 1). Como mencionado no início deste capítulo, de acordo com o filocódigo e a nomenclatura filogenética, não é coerente o sistema de subhierarquia. Por tal, neste trabalho eleva-se à categoria genérica o subgénero *Dalmanitina (Dalmanitina)*. Por outro lado, *Thuringaspis* é aqui considerado um provável sinónimo júnior de *Dalmanitina*, motivo pelo qual, de uma ou outra forma, se justifica a hierarquia taxonómica considerada para *Dalmanitina* neste trabalho. Os novos dados da espécie *Dalmanitina lamarmorai* [=*D. (Thuringaspis) lamarmorai in* Hammann & Leone, 2007: 14) apoiam a sinonimização de *Thuringaspis* e *Dalmanitina*. Esta decisão é, no entanto, mantida com dúvida dado não ser conhecido o pigídio de *D. osiris*.
A diferenciação das espécies de *Dalmanitina* da região iberoarmoricana é extremamente complexa. Se por um lado o material-tipo de grande parte das espécies definidas é insuficientemente conhecido (descrições muito breves, poucas imagens, material muito incompleto), por outro, conseguir compreender quais as diferenças que são reais e quais poderão ser artefactos preservacionais é uma tarefa arriscada. Os principais caracteres com importância específica que foram reconhecidos para este género nesta região são: índices oculares, ornamentação glabelar (glabelar *vs.* genal), profundidade do sulco de bordo lateral fixigenal e seu prolongamento com o sulco de bordo posterior, comprimento (exsag.) dos sulcos pleurais pigidias, profundidade dos sulcos interpleurais e número de anéis raquidiais.

***Dalmanitina rabanoae* n. sp.**

(Est. 44, Figs.K-L; Est. 45, Figs.A-I; Est. 46, Figs.A-G; Est. 47, Figs.A-L; Est. 48, Figs.A-M)

vp *1897 Dalmanites socialis* Barr. – Delgado, p. 28
p *1901 Dalmanitina socialis* (Barrande) – Kerforne, pp. 179-180
vp *1908 Dalmanites socialis* Barr. – Delgado, p. 57
1980 *Dalmanitina (Dalmanitina)* n. sp. aff. *acuta* – Henry, pp. 144-146, texto-fig.. 68, est. 36, figs. 1, 3; est. 38, figs. 3-12
v 1985 *Dalmanitina Dalmanitina* n. sp. aff. *acuta* – Young, p. 433-434, est. 52, figs. 8-9
1990 Dalmanitina (Dalmanitina) n. sp. aff. *acuta* – pp. 3, 6
2000 Dalmanitina n. sp. aff. *acuta* – Romão, p. 101
2007 Dalmanitina (Dalmanitina) n. sp. aff. *acuta* – Hammann & Leone, p. 10
2011 Dalmanitina n. sp. aff. *acuta* – Sá, pp. 18, 30
2015 Dalmanitina (Dalmanitina) n. sp. aff. *acuta* – Ghobadi Pour *et al.*, p. 12

Etimologia. Espécie dedicada à Dra. Isabel Rábano (Instituto Geologico y Minero de España), cujo trabalho científico permitiu um importante aumento do conhecimento das

trilobites do Ordovícico da Península Ibérica, com um destaque especial para os asaphídeos e dalmanitídeos.

Holótipo. Molde interno de carapaça completa (CMP0281; Est. 46, Figs. K-L; Est. 45, Fig. A).

Localidade-tipo e horizonte. Jazida CRG-FC-1, Carregueira (Sítio da Vajona), Mação; Formação Carregueira, Berouniano inferior.

Paratipos. Duas carapaças (molde interno: CMP0260/molde externo: MGUTAD15315); vinte cefalões (moldes internos: MGUTAD15120; MGUTAD15123; MGUTAD15128; MGUTAD15561; MGUTAD15279; MGUTAD15273; MGUTAD15256; MGUTAD15260; MGUTAD15326; MGUTAD15336a; MGUTAD15452; MGUTAD15456; MGUTAD15465; MGUTAD15483/moldes externos: MGUTAD15126; MGUTAD15127; MGUTAD15261-1; MGUTAD15267; MGUTAD15324; MGUTAD15366b); vinte e um cranídios (moldes internos: MGUTAD 15102; MGUTAD 15107; MGUTAD 15114; MGUTAD15115; MGUTAD 15129; MGUTAD15253a; MGUTAD 15257; MGUTAD152663; MGUTAD15317; MGUTAD15327; MGUTAD15453; MGUTAD15461; MGUTAD15462-2meraspides?/molde externo: MGUTAD15251; MGUTAD15253b; MGUTAD15255; MGUTAD15272; MGUTAD15277; MGUTAD15320; MGUTAD15347; MGUTAD15459; MGUTAD15463;); quatro cefalotórax (molde interno: MGUTAD15110; MGUTAD15284; MGUTAD15335a/moldes externos: MGUTAD15335b; MGUTAD15468); dois tórax (moldes internos MGUTAD15109; MGUTAD15116-1); sete toracopigídios (moldes internos: MGUTAD15105; MGUTAD15323; MGUTAD15124; MGUTAD15460; MGUTAD15478/moldes externos: MGUTAD15105b; MGUTAD15118; MGUTAD15254); trinta e um pigídios (moldes internos: MGUTAD15108a; MGUTAD15101; MGUTAD15117; MGUTAD15266-1; MGUTAD15266-2; .MGUTAD15329; MGUTAD15332-1; MGUTAD15332-2; MGUTAD15342; MGUTAD15431; MGUTAD15437; MGUTAD15455; MGUTAD15458; MGUTAD15479; MGUTAD15481; MGUTAD15332-3; MGUTAD15348;MGUTAD15552; MGUTAD15558; MGUTAD15559-1; MGUTAD15469; MGUTAD15474/moldes externos: MGUTAD15259; MGUTAD15261-2; MGUTAD15340; MGUTAD15466; MGUTAD15549; MGUTAD15557; MGUTAD15559-2; MGUTAD15269;); duas carapaças enroladas (molde interno: MGUTAD15485/molde externo: MGUTAD15283) todos provenientes da Formação Carregueira – (Mação).

Outro material. Três cefalões (moldes internos: MG89-3-012; MG2385a-1; MG2408/moldes externos: MG2385b-1); quatro cranídios (moldes internos: MG89-3-011; MG15130; MG2385b-2; MG2408; /moldes externo: MG2385a-2); treze pigídios (moldes internos: MG89-3-007; MG89-3-008; MG89-3-009; MG89-3-010; MG89-3-013; MG2386-1; MG2386-2; MG2386-3; MG2386-4a; MG-SP-003/moldes externos: MG2386-4b) oriundos da Formação Carregueira – Buçaco.

Ocorrência. Formação Carregueira em Mação (Carregueira, CRG-FC-1), Dornes (Tim Young, pers. commun.) e Buçaco (Louredo, LOR-FCA-1 e Zuvinhal, ZUV-FC-C17) do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) de Portugal. Também topo da Formação Postollonec, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica)

de França. Com dúvida no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Tabela 8.13. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.10 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	PLC			PTC			CvL C	CvLp	LRR	CRR	A/G	A/Gn	LG/CC
MGUTAD15113	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,55	1,35	2,40	0,80	-	-	-	-	-	-	-	0,65	0,33	0,87	-	-	-
MGUTAD15108	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,65	2,50	3,40	1,15	-	-	-	-	-	-	-	0,78	0,34	0,94	-	-	-
MGUTAD15254	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,20	1,00	2,50	0,80	-	-	-	-	-	-	-	0,48	0,32	0,83	-	-	-
MGUTAD15315	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,30	0,80	0,22	-	-	-	-	-	-	-	0,44	0,28	0,86	-	-	-
MGUTAD15117	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00	0,80	1,95	0,70	-	-	-	-	-	-	-	0,51	0,36	0,80	-	-	-
MGUTAD15452	0,80	0,40	0,20	0,20	0,70	1,90	0,50	0,90	0,18	-	-	-	-	0,50	0,25	0,25	0,47	0,26	0,09	0,42	-	-	-	0,29	0,25	1,13
MGUTAD15336	1,45	0,75	0,30	0,40	1,25	3,90	0,90	1,85	0,30	-	-	-	-	0,52	0,21	0,28	0,47	0,23	0,08	0,37	-	-	-	0,24	0,21	1,28
MGUTAD15100-1	2,00	0,90	0,55	0,55	1,75	5,60	1,60	2,70	0,40	-	-	-	-	0,45	0,28	0,28	0,48	0,29	0,07	0,36	-	-	-	0,31	0,28	1,35

Diagnose. Espécie de *Dalmanitina* com espinhas genais dirigidas para fora, gerando ângulos bem definidos com as margens posterior e lateral cefálicas. Índices oculares A/G=25-29% e A/Gn=22-26%, superfície visual com cerca de 29 fileiras dorsoventrais com um máximo de oito lentes por fileira. Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,50-0,25-0,27 (parte anterior-olhos-parte posterior). Ornamentação finamente granulada na glabela e constituída por fossetas nas áreas genais (mais marcadas na porção posterior da fixigena). Ráquis pigidial com largura (tr.) posterior correspondente a cerca de 25-30% da largura medida na margem anterior; 10 anéis raquidiais, sete sulcos pleurais profundos e finos (esag.), definindo seis costilhas; sulcos interpleurais muito superficiais. Espinha terminal bastante comprida (pelo menos 115% do comprimento pigidial).

Descrição. Cefalão de contorno ogival, pouco arqueado, com comprimento (sag.) correspondendo a cerca de 40% da largura cefálica máxima ao nível do bordo posterior, em espécimes com as librigenas aplanadas e cerca de 70% em espécimes pouco deformados. Glabela pouco convexa (sag. e tr.), ligeiramente elevada em relação às genas em vista lateral. Revela um contorno em pera invertida, com zona medial anterior terminando em suave ponta arredondada, gerando um ângulo obtuso (cerca de 140º), embora alguns espécimes tenham esta região mais arredondada com ponta menos definida, caracter que se interpreta como resultante da deformação (ver Hammann & Leone, 2007, p. 10). Sulcos dorsais profundos, divergentes em todo o seu traçado aumentando o grau de divergência anteriormente a S1. Máxima largura glabelar ao nível do lóbulo frontal cerca de 47% da largura cefálica posterior; largura glabelar ao nível do anel occipital corresponde a 55% da largura glabelar máxima. Três pares de sulcos glabelares profundos, sendo S1 o mais profundo e com os extremos adaxiais nas mesmas linhas exsagitais, subtransversal a ligeiramente oblíquo para trás, com ampla bifurcação adaxial, sendo o ramo posterior da bifurcação um pouco mais comprido (exsag.) e bem definido que o anterior, e desembocando no sulco dorsal. L1 ovalado a subtriangular, convexo. S2 arqueado para diante, estreito (tr.), sem alcançar o sulco dorsal. L2 subretangulares a subtriangulares, mais compridos (exsag.) adaxialmente (comprimento adaxial de L2 similar ao comprimento abaxial de L1). S3 ligeiramente oblíquos posteriormente, subretilíneos a levemente sigmoidais, formando entre si um ângulo de cerca de 150º, contactando com os sulcos dorsais. Lóbulo frontal em forma de losângulo. Sulco

occipital mais comprido (sag.) e convexo (sag.). Áreas genais bordeadas por um sulco posterior profundo que se prolonga num sulco lateral igualmente profundo. Bordo posterior suavemente convexo (exsag.), aumentando de comprimento (exsag.) abaxialmente onde se prolonga numa espinha genal de secção subcircular, dirigida para fora, a cerca de 155º do bordo posterior e elevando-se um pouco distalmente. Bordo lateral suavemente convexo, contínuo em relação ao bordo posterior e espinha genal, mantendo a sua largura (tr.) até ao contacto anterior com o sulco dorsal.

Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,50-0,25-0,27 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos de tamanho médio; índice Augen (*sensu* Struve, 1958) cerca de 25-29% (A/G) e 22-26% (A/Gn). Lóbulos palpebrais de contorno lunar, superfície aplanada, ligeiramente inclinados para diante em vista lateral e localizados aproximadamente no mesmo plano que a glabela. Extremo anterior situado junto ao sulco dorsal e em posição imediatamente posterior à desembocadura de S3 no sulco dorsal; extremo posterior situado em linha exsagital com o extremo anterior e por tal afastado do sulco dorsal, terminando em posição oposta ou ligeiramente anterior a S1. Superfície ocular inclinada para fora (embora quase verticalizada), com cerca de 29 fileiras dorsoventrais compostas por um máximo de oito lentes esquizocroais do mesmo tamanho (fileiras centrais). A maioria das fileiras dorsoventrais têm sete lentes e nos seus extremos anterior e posterior as fileiras apresentam cinco e quatro lentes, respetivamente. Secção anterior da sutura facial ligeiramente divergente (a cerca de 20º da linha sagital cefálica) convergindo anteriormente e bordeando o lóbulo frontal glabelar. Secções posteriores da sutura facial curvam ligeiramente para diante, contornaando posteriormente o olho, dirigindo-se depois subtransversais a ligeiramente encurvadas anteriormente, curvando posterior e imediatamente antes de cortando o bordo lateral em linha transversal com S1. As librigenas prolongam-se anteriormente num rebordo anterior cefálico amplo (tr.). Glabela ornamentada por minúsculos grânulos de dimensões semelhantes e dispostos regularmente. Áreas genais ornamentadas por fossetas, mais profundas na zona abaxial fixigenal. Espinha genal ornamentada por grânulos subcirculares com dimensões semelhantes aos glabelares, mas mais profundos. Este padrão de ornamentação está também presente na dobra librigenal. O lóbulo frontal apresenta depressão média glabelar, alongada sagitalmente e impressões glabelares auxiliares (a ornamentação do lóbulo frontal preserva-se apenas excepcionalmente).

Hipostoma desconhecido.

Tórax composto por 11 segmentos. A morfologia torácica é a usual das restantes espécies do género, motivo pelo qual não será repetida aqui. Anéis torácicos com ornamentação picotada na sua zona medial.

Pigídio arqueado (tr.), de contorno subtriangular, com margens laterais inclinadas para fora. Terminação posterior em longa espinha pigidial, de secção circular, mais comprida que o pigídio (cerca de 115% do comprimento pigidial). A razão entre o comprimento e largura pigidial apresenta valores muito díspares pela facilidade de deformação desta estrutura. Ráquis pigidial ocupa cerca de 32-34% da largura anterior do pigídio, estreitando posteriormente. A largura posterior corresponde a cerca de 25-30% da largura anterior da

ráquis). Esta última apresenta-se convexa (tr.), elevada acima das áreas pleurais, subtriangular, definida por sulcos dorsais finos, moderadamente profundose que convergem posteriormente. Esta convergência é mais marcada desde a margem anterior até ao quarto anel-quinto anel, sendo que a este nível há uma suave mudança de direção dos sulcos que se tornam um pouco menos convergentes definindo uma metade posterior da ráquis com lados quase paralelos. A ráquis prolonga-se por cerca de 90% do comprimento pigidial, terminando numa margem posterior subretilínea mal definida e fundindo-se com a base da longa espinha pigidial. Apresenta ainda meio anel articular arqueado e ligeiramente mais comprido (sag.) medialmente. É composto por 10 anéis raquidiais, arqueados mediamente para diante, estando os seis primeiros mais bem definidos, bastante convexos (sag.) e separados por sulcos interanel profundos e amplos (sag.). Os restantes, com convexidade e relevo quase impercetíveis, estão limitados por sulcos interanel muito ténues e superficiais que se tornam mais indistintos posteriormente. Os processos articulares dos primeiros quatro sulcos interanel são bastante profundos, apresentando-se posteriormente indefinidos. Meia-costilha articular subtriangular, mais comprida (sag.) a cerca de 40% da sua largura em relação ao sulco dorsal. As áreas pleurais apresentam-se convexas (tr.), com sete sulcos pleurais (definindo seis costilhas pleurais). Os sulcos pleurais são profundos, amplos (exsag.), ligeiramente arqueados para diante, terminando alinhados entre si sem atingir o bordo lateral. Este último apresenta-se estreito (tr.), subparalelo à margem lateral pigidial e aplanado. Sulcos interpleurais muito superficiais, com um traçado que se inicia no canto adaxial posterior de cada costilha, apresentando-se arqueado para diante, estando na sua zona medial mais próximo (exsag.) da margem anterior da costilha do que da posterior e terminando em linha com os sulcos pleurais (com o seu extremo abaxial ligeiramente mais distanciado, exsag., do canto abaxial posterior da costilha do que o extremo adaxial e o canto adaxial posterior da costilha). Os quatro primeiros anéis raquidiais conectam-se direta e inteiramente com as quatro primeiras costilhas pleurais (i.e., os sulcos interanel estão em continuidade com os sulcos pleurais que limitam as costilhas). O quinto e sexto anéis estão, em conjunto, conectados com a quinta costilha pleural. Bandas pleurais anterior e posterior igualmente elevadas. Dobra pigidial estreita, subparalela ao contorno pigidial, convexa (em vista ventral), prolongando-se apenas sob o bordo pigidial até ao limite abaxial dos sulcos pleurais e interpleurais. A sua superfície dorsal é finamente perfurada, sendo esta ornamentação bastante evidente (e.g. MGUTAD15117; Est. 47, Figs. B,D,E).

Superfície externa pigidial ornamentada por pequenos grânulos numerosos (preservadas como perfurações nos moldes externos). Espinha pigidial ornamentada por grânulos de dimensões semelhantes aos dos anéis raquidiais.

Os espécimes de menores dimensões parecem apresentar os olhos relativamente mais compridos (exsag.) em relação ao comprimento cefálico, os sulcos interpleurais pigidiais mais profundos e a ornamentação pigidial mais marcada (nos espécimes de maiores dimensões é quase sempre impercetível).

Observações. *Dalmanitina rabanoae* n. sp. foi primeiramente descrita por Henry (1980a, p. 144-146, fig. 68, est. 36, figs.1,3; est. 38, figs. 3-12) como *Dalmanitina (Dalmanitina)* n. sp. aff. *acuta*. A dificuldade em distinguir com clareza esta espécie e *Dalmanitina acuta* (Est. 54,

Figs. L-P), do topo do Berouniano (Katiano inferior) de Espanha terá, possivelmente, justificado a não definição da nova espécie pelo autor. Desde então, vários trabalhos citaram este taxon sempre sob o nome em nomenclatura aberta proposto por Henry (1980a). O estabelecimento de *D. rabanoae* n. sp. neste trabalho é um procedimento necessário para a sua formalização sistemática, embora o seu reconhecimento como espécie independente seja amplamente aceite e resultado do trabalho de Henry (1980a). Este autor apontou como possíveis diferenças entre *D. rabanoae* n. sp. e *D. acuta* o comprimento (exsag.) dos sulcos pleurais (um pouco mais amplos na segunda), o contorno da ráquis pigidial, mais largo e melhor definido posteriormente em *D. rabanoae* n. sp. e o índice ocular ligeiramente menor em *D. rabanoae* n. sp. Chamou ainda a atenção para um detalhe morfológico de *D. rabanoae* n. sp., desconhecido noutras espécies do género, que diz respeito à orientação das espinhas genais que, distalmente, se encurvam em sentido dorsal, posicionando-se num plano diferente do dos ângulos genais. Por sua vez, Hammann & Leone (2007, p. 10) consideraram que *D. acuta* e *D. rabanoae* n. sp. se distinguem por *D. acuta* apresentar eventualmente os olhos mais obliquamente direcionados para trás e sulcos pleurais pigidiais ligeiramente mais amplos (exsag.). Mencionaram ainda o facto de a ornamentação ser francamente mais grosseira em *D. acuta* da Sardenha do que em *D. rabanoae* n. sp.

D. rabanoae n. sp. é a espécie mais abundante nos depósitos do Berouniano inferior da Zona Centro-Ibérica de Portugal (Formação Carregueira). A abundância de material permitiu assim a diagnose da espécie e a sua diferenciação de *D. acuta*, morfologicamente semelhante (Est. 54, Figs. L-P). *D. rabanoae* n. sp. distingue-se ainda de *D. acuta* por apresentar índices oculares inferiores (A/G e A/Gn de 25-29% e 22-26% na primeira e 35% e 28% na segunda), ornamentação cefálica distinta (em *D. rabanoae* n. sp. a glabela está ornamentada por grânulos finos e as áreas genais por fossetas, enquanto em *D. acuta* quer a glabela quer as áreas genais estão ornamentadas por grânulos, sendo estes maiores e mais profundos do que os da glabela de *D. rabanoae* n. sp.), os sulcos glabelares S3 são mais profundos e os sulcos pleurais pigidiais menos amplos (exsag.). As restantes diferenças mencionadas por Henry (1980a) e Hammann & Leone (2007) não se revelaram consistentes. Durante este trabalho foi observado o material-tipo de *D. acuta* o qual é bastante fragmentário e muito escasso. A espécie permanece insuficientemente conhecida.

D rabanoae n. sp. distingue-se da maioria das espécies do género pelos sulcos interpleurais pigidiais muito superficiais e pela ornamentação genal constituída por fossetas, diferente da apresentada pela glabela (grânulos). Por outro lado, distingue-se de *D. dargazensis* do Katiano do Irão por apresentar um número inferior de costilhas pleurais, S3 com um traçado claramente distinto, um número inferior de lentes por fileiras dorsoventrais das superfícies oculares, espinhas genais formando um ângulo com o bordo lateral cefálico e anéis raquidiais pigidiais posteriores com menor definição e mais curtos (sag.). Num dos espécimes de *D. dargazensis* (Ghobadi Pour *et al.*, 2015, fig. 5-9) parece observar-se ornamentação por fossetas e não grânulos na fixigena. No entanto estes autores descreveram uma ornamentação cefálica homogénea e constutuída por grânulos. *D rabanoae* n. sp. distingue-se de *D.* aff. *acuta* do Katiano do Irão e da Sardenha (*D.* sp. cf. *acuta* e *D. acuta* em Ghobadi Pour *et al.*, 2015 e Hammann & Leone, 2007, respetivamente) pelos caracteres discutidos em apartado

anterior (ver "outras referências ao género"). De *Dalmanitina* sp. da Formação Seyahou do Katiano do Irão (Ghobadi Pour *et al.*, 2015, fig. 7.7-12) diferencia-se por apresentar um sulco pleural pigidial a menos e um traçado distinto dos sulcos interpleurais. De *D. asta* da Formação Bohdalec da República Checa, a qual apresenta também sulcos interpleurais muito ténues, diferencia-se por possuir sulcos pleurais muito mais finos (exsag.).

D. rabanoae n. sp. e *D. cilinensis* são as espécies mais antigas conhecidas para o género. Este possui o seu registo mais antigo na base do Berouniano (Sandbiano da escala global), caracterizando os depósitos do Berouniano inferior da Iberoarmórica e da República Checa. No trabalho de Young (1985) foi proposta uma biozona baseada na distribuição deste táxon. Contudo, a escala biostratigráfica proposta por Gutiérrez-Marco *et al.* (2002) para o sudoeste europeu foi eleito o dalmanitídeo *Crozonaspis chauveli* para definir o Berouniano inferior. Este último marca o aparecimento de novos taxa de trilobites na região ibero-armoricana (*Crozonaspis chauveli, Dalmanitina rabanoae* n. sp. e *Colpocoryphe grandis*), que substituem abruptamente a associação dos níveis infrajacentes (e.g. Henry, 1980; Young, 1985; Sá *et al.*, 2011).

Não é possível certificar a ausência desta nova espécie nos níveis infrajacentes – Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão. Nesta formação ocorre *Dalmanitina manfroi* n. sp., morfologicamente muito semelhante a *D. rabanoae* n. sp. (ver observações na descrição de *D. manfroi* n. sp.), devendo representar uma mesma linha evolutiva. Raros espécimes de *Dalmanitina* da Formação Cabeço do Peão parecem apresentar os caracteres diagnósticos de *D. rabanoae* n. sp. Uma amostragem estratigráfica detalhada poderia permitir observar uma passagem gradual de um morfotipo ao outro. No entanto, tal análise terá de ser efetuada no âmbito de um estudo que tenha por base esse objetivo, uma vez que o material agora estudado não foi alvo de uma recolha de detalhe estratigráfico.

***Dalmanitina manfroi* n. sp.**

(Est. 49, Figs. A-I; Est. 50, Figs. A-G; Est. 51, Figs. A-L; Est. 52, Figs. A-K)

vp *1908 Dalmanites socialis* Barr. – Delgado, p. 80
? 1974 *Dalmanitina* cf. *acuta* – Hammann, est. 6, fig. 88
p *1985 Dalmanitina* (*Dalmanitina*)? sp. – Young, p. 433
*non*1985 *Dalmanitina (Dalmanitina)*? sp. – Young, est. 52, figs. 10,11 (=*Eudolatites queixoperra*)
1995 Dalmanitina sp. – Romão *et al.*, p. 124
2000 Dalmanitina sp. – Romão, quadro 2.4
2010 Dalmanitina (Dalmanitina) acuta – Guy & Lebrun, pp. 76, 78
2011 Dalmanitina cf. *philippoti* – Sá, p. 18

Etimologia. Espécie dedicada a Manuel Francisco Valério Romão (Câmara Municipal da Chamusca, Santarém), colecionador cujo trabalho desenvolvido na região de Mação permitiu a recolha de um importante acervo e um maior conhecimento das trilobites e jazidas do Ordovícico desta região.

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de cefalão (MGUTAD15371).

Localidade-tipo e horizonte. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Uma carapaça (moldes internos: MGUTAD 15148; MGUTAD15422; CMP0251a; CMP0252; CMP0253a; CMP0254a?; CMP0282a; CMP0283/molde externo: CMP0251b; CMP0253b; CMP0254b?; CMP0282b; MGUTAD15361; MGUTAD15414); dezanove cefalões (moldes internos: CMP0258; MGUTAD15246; MGUTAD15354a/moldes externos: MGUTAD15016; MGUTAD15029; MGUTAD15354b; MGUTAD15419); vinte e um cranídios (moldes internos: MGUTAD15221; MGUTAD15402; MGUTAD15423/moldes externos: MGUTAD15362; MGUTAD15434); librigenas (moldes internos: MGUTAD15227; MGUTAD 15356a; MGUTAD15358; MGUTAD15420; /moldes externos: MGUTAD15245; MGUTAD15356b); quatro cefalotórax (molde interno: CMP0255; CMP0257-1; CMP0267a/moldes externos: MGUTAD15432; CMP0257-2; CMP0267b); dois tórax (moldes internos: MGUTAD15370); sete toracopigídios (moldes internos: MGUTAD15216a/moldes externos: MGUTAD15216b; MGUTAD15226;); trinta e três pigídios (moldes internos: MGUTAD15113; MGUTAD15150a; MGUTAD15217; MGUTAD15218; MGUTAD15219; MGUTAD15219-1; MGUTAD15222; MGUTAD15239; MGUTAD15241; MGUTAD15242; MGUTAD15244; MGUTAD15413; MGUTAD15424; MGUTAD15425; MGUTAD15445; MGUTAD15351; MGUTAD15359; MGUTAD15372/moldes externos: MGUTAD15019; MGUTAD15031; MGUTAD15108b; MGUTAD15160; MGUTAD15220; MGUTAD15223; MGUTAD15351b; MGUTAD15150b; MGUTAD15365; MGUTAD15416; MGUTAD15418; MGUTAD15428; MGUTAD15471); vários meraspides (CMP0256-1,2,3,4,5,6: cinco cefalões, um tórax, um toracopigídio e um pigídio), todos recolhidos noMembro Queixopêrra (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano ca. superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Tabela 8.14. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Dalmanitina manfroi* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.9 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	PLC			PTC			CvL C	CvLp	LRR	CRR	A/G	A/Gn	LG/CC
MGUTAD15371	1,60	0,70	0,50	0,40	1,30	4,50	1,10	2,65	0,50	-	-	-	-	0,44	0,31	0,25	0,59	0,24	0,11	0,36	-	-	-	0,38	0,31	1,66
CMP0251	1,40	0,55	0,50	0,35	1,20	4,00	1,10	2,10	0,50	-	-	-	-	0,39	0,36	0,25	0,53	0,28	0,13	0,35	-	-	-	0,42	0,36	1,50
CMP258	1,70	0,75	0,60	0,35	1,50	4,00	1,10	2,20	0,40	-	-	-	-	0,44	0,35	0,21	0,55	0,28	0,10	0,43	-	-	-	0,40	0,35	1,29
MGUTAD15244	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,20	1,90	4,30	1,90	-	-	-	-	-	-	-	0,51	0,44	0,86	-	-	-
MGUTAD15113	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,55	1,30	2,30	0,80	-	-	-	-	-	-	-	0,67	0,35	0,84	-	-	-

Diagnose. Espécie de *Dalmanitina* com espinhas genais dirigidas ligeiramente para fora. Índices oculares A/G=29-40% e A/Gn=29-35%, superfície visual esquizocroal com cerca de 29 fileiras dorsoventrais com um máximo de oito lentes por fileira. Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,40-0,35-0,25 (parte anterior-olhos-parte posterior). Fixigena com sulco de bordo lateral ausente ou indistinto. Ornamentação finamente granulada na glabela e constituída por fossetas profundas nas áreas genais (mais marcadas na porção posterior da fixigena). Ráquis pigidial com largura (tr.) posterior correspondente a cerca de 30% da largura

medida na margem anterior; 10-12 anéis raquidiais, sete sulcos pleurais profundos e finos (esag.), definindo seis costilhas; sulcos interpleurais superficiais. Espinha terminal bastante comprida (pelo menos 130% do comprimento pigidial).

Descrição e observações. O material aqui descrito como *Dalmanitina manfroi* n. sp. revelou-se problemático. Uma característica diagnóstica muito evidente, incomum no género, afastou a identidade deste material da espécie morfologicamente muito próxima *Dalmanitina rabanoae* n. sp.: a ausência ou presença indistinta de sulco de bordo lateral fixigenal. Um dos carateres diagnósticos de *Dalmanitina* é a continuação do sulco cefálico de bordo posterior, de forma contínua, no sulco lateral fixigenal o qual, por sua vez, se prolonga para a librigena (e.g. Hammann, 1974, est. 6, figs. 89, 92, 93; Henry, 1980, est. 37, fig. 3, est. 38, fig. 1, 4, 7; Pillet, 1990, est. 1, fig. 1, 6; Hammann & Leone, 2007, est. 33, fig. 1, 3, 6). No entanto, *D manfroi* n. sp. não apresenta este carater, com o sulco posterior a desaparecer antes de alcançar o canto genal, e a revelar ausência de evidência de sulco lateral na fixigena. O facto de se possuírem numerosos espécimes, bem preservados, que permitiram verificar a permanência deste carater, justifica a razão de se erigir uma espécie nova do género *Dalmanitina*. Também os índices oculares de *D. manfroi* n. sp. são um pouco superiores ao de *D. rabanoae* n. sp.. No entanto estes valores são facilmente influenciáveis pela deformação, motivo pelo qual não deverão ser utilizados isoladamente para diferenciar estas duas espécies. Por último, os sulcos interpleurais de *D. manfroi* n. sp., embora superficiais, parecem ser um pouco mais profundos que os de *D. rabanoae* n. sp. Do ponto de vista ontogenético, em ambas as espécies há uma superficialização dos sulcos interpleurais com o crescimento. No entanto, para espécimes do mesmo tamanho, *D. manfroi* n. sp. apresenta sulcos interpleurais um pouco mais marcados do que *D. rabanoae* n. sp. Caracteres diferenciadores adicionais poderão ser ainda a profundidade das fossetas das áreas genais, eventualmente mais profundas em *D. manfroi* n. sp. e ainda o número de anéis raquidiais pigidiais, 10 em *D. rabanoae* n. sp. e 11-12 em *D. manfroi* n. sp. Estes caracteres poderão ser facilmente influenciados pelo estado preservacional, motivo pelo qual a diferença a nível do sulco de bordo lateral fixigenal deverá ser o caracter principal diferenciador de ambas as espécies. No que respeita aos restantes caracteres as espécies coincidem, motivo pelo qual não se repete a descrição morfológica anteriormente efetuada para *D. rabanoae* n. sp. Uma particularidade comum a ambas as espécies e que as distingue das restantes definidas para o género dentro do Berouniano iberoarmoricano é a ornamentação das áreas genais, constituída por fossetas e não por grânulos. Descreve-se com detalhe a ornamentação pigidial de *D. manfroi* n. sp., eventualmente mais marcada nesta espécie (possivelmente melhor preservada) do que em *D. rabanoae* n. sp.: superfície externa pigidial ornamentada por pequenos e numerosos grânulos, preservadas como perfurações nos moldes externos. A granulação é maior e mais profunda nos anéis raquidiais do que nas áreas pleurais e concentra-se sobretudo medialmente, sendo lisas as porções abaxiais dos anéis raquidiais pigidiais (e.g. MGUTAD15150b). Nas áreas pleurais, os grânulos, pouco profundose raramente visíveis, são mais numerosos na banda pleural posterior do que na anterior, concentrando-se na região média (exsag.) e na porção adaxial das áreas pleurais. O meio anel articular apresenta numerosos grânulos, semelhantes aos da dobra pigidial. A espinha pigidial é também ornamentada por grânulos de dimensões semelhantes aos dos anéis raquidiais.

Observações. Dada a proximidade morfológica entre *D. rabanoae* n. sp. e *D. manfroi* n. sp., a diferenciação entre estas e as restantes espécies do género é a mesma descrita para *D. rabanoae* n. sp.. Considerando as espécies definidas para o género *Dalmanitina*, quase todas apresentam o sulco posterior desenvolvido em toda a largura da fixigena curvando-se e continuando lateralmente no sulco lateral. Neste caracter, *D. dargazensis* Ghobadi Pour *et al.*, 2015 é a espécie definida que mais se aproxima de *D. manfroi* n. sp., apresentando o sulco lateral fixigenal e a terminação abaxial do sulco posterior bastante superficiais, mas desenvolvidos (op. cit., fig. 5-1). No entanto, vários paratipos figurados por Ghobadi Pour *et al.* (2015, figs. 5.2,6,7) não parecem apresentar sulco lateral fixigenal, com o sulco de bordo posterior a terminar antes de alcançar a curvatura do canto genal. É possível que a preservação justifique a aparente ausência desta estrutura em alguns dos parátipos de *D. dargazensis* ou, eventualmente, poderão existir duas espécies distintas entre o material atualmente atribuído a *D. dargazensis*. Nos mesmos níveis, estes autores identificaram *Dalmanitina* sp. (op. cit., fig. 7.10) que apresenta a terminação abaxial do sulco de bordo posterior e o sulco lateral fixigenal muito superficiais, embora presentes. Estes registos iranianos denotam que este caracter, tido como diagnóstico para o género, apresenta uma variação em termos de profundidade do sulco sendo expectável que a sua presença/ausência tenha valor taxonómico a nível específico.

***Dalmanitina philippoti* Henry, 1980**

(Est. 53, Figs. A-M; Est. 54, Figs. A-D)

p *1901 Dalmanites socialis* (Barrande) – Kerforne, pp. 179-180
vp *1908 Dalmanites socialis* Barr. – Delgado, pp. 39, 57
*1980 *Dalmanitina (Dalmanitina) philippoti* n. sp. – Henry, pp.142-144, texto-fig. 66C, est. 36, figs. 2, 4, 7
1980 *Dalmanitina* cf. *philippoti* n. sp. – Henry, p. 144, texto-fig. 67; est. 37, figs. 1-6; est. 38, figs. 1-2
1985 *Dalmanitina* (*Dalmanitina*) *philippoti* Henry, 1980 – Young, p. 432-433

Holótipo. Um molde interno e correspondente externo de um pigídio (IGR 886, figurado por Henry, 1980, est. 36, fig. 4) da Formação Kermeur do ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médiod a escala regional mediterrânica) de França.

Material. Dois cefalões (molde interno: MG82-1-019/ molde externo: MGUTAD15713); dois cranídios (moldes internos: MG81-4-003a; MG81-4-005; MGUTAD15712a/molde externo: MG81-4-003b; MGUTAD15712b); uma librigena (molde interno: MG81-4-001); um cefalotórax (molde interno: MG81-4-005a/molde externo: MG81-4-005b); quatro pigídios (molde interno: MG81-4-004; MG81-4-006; MG82-1-018; MG82-1-020; MG2508a; NHMS4833-7; NHMS4834-4; NHMS4834-5; MGUTAD15714/molde externo: MG2508b; MGUTAD15603).

Ocorrência. Formação Louredo (parte média-alta, incluindo Membro Galhano) em Penacova (Zuvinhal, ZUV-FLO-C10, Galhano, ZUV-MGL-C5 e Palheiros, JOR-FLO-C10 e JOR-FLO-

C5), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) e ?Katiano inferior (Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Portugal.

Observações. O material aqui atribuído à espécie *Dalmanitina philippoti* está mais completo que o material-tipo, descrito por Henry (1980a, pp. 142-143), proveniente da Formação Kermeur ("Schistes de Raguenez") do Berouniano médio de França. Foi incluído na sinonímia o material coetâneo da Formação Riadan de França, classificado por Henry (1980a, p. 144) como *D. (D.)* cf. *philippoti*. A única diferença deduzível deste material é que, tanto quanto se consegue depreender das figuras publicadas e respetiva descrição, a ornamentação parece constituída por grânulos mais finos. Porém, o débil estado preservacional do material poderá justificar esta diferença, dado que alguns espécimes portugueses, provenientes de jazidas onde outros espécimes estão bem preservados, também apresentam a ornamentação muito gasta e, por conseguinte, aparentemente mais fina. O material listado por Delgado (1908, p. 39) na camada 5 do Corte de Vale de S. Jorge e identificado como *Dalmanites socialis* foi posteriormente estudado por Young (1985) que o atribuiu à espécie *Dalmanitina philippoti*. Esta atribuição é aqui corroborada, tendo sido durante o presente trabalho recolhidos espécimes adicionais provenientes do Membro Galhano e da camada 11 do Corte de Vale de S. Jorge (*sensu* Delgado, 1908). Todos os caracteres diagnósticos de *D. philippoti* estão presentes no material português, caracterizando-se esta espécie pela ornamentação granular grosseira, olhos muito pequenos e em posição anterior (opostos a L3) e pigídio com 10 anéis raquidiais e seis sulcos pleurais, com um eventual sétimo praticamente coincidente com o sulco dorsal e sulcos interpleurais bem definidos, embora menos amplos e significativamente menos profundos que os pleurais (ver Henry, 1980, texto-fig. 66C e Est. 53, Fig. J).

***Dalmanitina* sp. indet.**

(Est. 54, Figs. H-K)

v 2015a *Dalmanites* sp. – Pereira *et al.*, p. 200, fig. 1h,o

Material. Um fragmento cefálico (molde interno: CMP0113-2); dois pigídios incompletos (moldes internos: CMP0101; CMP0138), proveniente da Formação Cabeço do Peão (Sardoal).

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Sardoal (Monte Cimeiro, MC-FCP-1), Portugal.

Descrição e observações. Atribui-se ao género *Dalmanitina* um fragmento cefálico e dois fragmentos pigidiais, sem ser possível determinar a sua identificação específica. O fragmento cefálico apresenta L1 de forma quadrangular, bordo posterior da fixigena com engrossamento abaxial, ornamentação ponteada na fixigena e espinha genal estreita, alargada e de secção circular. Os pigídios apresentam oito anéis raquidiais e seis costilhas pleurais. Os sulcos pleurais são profundos e há continuidade entre os primeiros quatro anéis e as primeiras quatro

costilhas por eles definidas (ainda que o sulco pleural entre a quarta e quinta costilha esteja numa posição ligeiramente posterior ao sulco entre o quarto e o quinto anel). Os sulcos pleurais mantêm sempre a mesma definição até desaparecerem antes de alcançarem a margem pigidial. Os sulcos interpleurais quase não se distinguem, apresentando um traçado arqueado e convexo em sentido anterior. A presença de sulcos interpleurais quase indistintos é um dos caracteres essenciais para diferenciar *D. acuta, D. rabanoae* n.sp. e *D. manfroi,* do Berouniano ibero-armoricano, das restantes espécies conhecidas para o género neste domínio (Henry, 1980, p. 145). Contudo, o estado de preservação e material escasso e fragmentário proveniente da jazida de Monte Cimeiro (MC-FCP-1) não permite verificar todos os caracteres diagnósticos das três espécies. Na mesma formação, em outros setores, ocorre *D. manfroi*, espécie a qual pertencerá com maior probabilidade o material aqui descrito. Porém, opta-se por deixá-lo em nomenclatura aberta pela debilidade preservacional.

***Dalmanitina* sp.**

(Est. 54, Figs. E,G)

v 2014b *Dalmanites* sp. – Pereira *et al.*, p. 99, fig. 2d

Material. Um cefalão incompleto (molde interno: CMP0038); uma librigena (molde interno: MGUTAD15137) proveniente da Formação Ribeira da Laje (Mação).

Ocorrência. Formação Ribeira da Laje, Katiano inferior (Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica), em Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FRL-2), Portugal.

Descrição. Os sulcos dorsais estão bem marcados, tornando-se um pouco mais divergentes anteriormente a S1 e sofrendo ligeira inflexão no contacto com S3. Definem entre si um ângulo que aumenta de cerca de 40º para 45º. Apresenta um S1 profundo, estreito (exsag.), de traçado oblíquo em direção posterior, formando um ângulo de cerca de 135º com o sulco dorsal. Os lóbulos L1 são subquadrados, arredondados e inflados. Os olhos são médios, estendendo-se desde S1 até muito próximo de S3. Superfícies visuais não preservadas. ε situa-se a uma distância transversal dos sulcos dorsais equivalente à largura de S1. Ramos anteriores da sutura facial não preservados. Ramos posteriores da sutura facial sigmoidais, recurvando anteriormente após o ponto ε até cerca de um terço do comprimento dos olhos e encurvando em direção posterior abaxialmente, cortando as margens laterais ao nível de S1. O bordo posterior genal aumenta de comprimento em direção abaxial e está definido por um sulco amplo (exsag.) e moderadamente profundo que tem continuidade no sulco de bordo lateral. Pontas genais dirigidas para fora, estreitas, aciculares, de secção subcircular e formando um ângulo de cerca de 110º com o bordo posterior da fixigena. L1 preserva ornamentação granulada.

Observações. A forma quadrangular de L1, a posição do lóbulo palpebral com limite posterior oposto a S1, o percurso do ramo posterior da sutura facial e a ponta genal alongada e estreita, formando um ângulo ténue com o bordo lateral externo do cefalão (Fig. 2 - d), permitiram a atribuição destes espécimes ao género *Dalmanitina*. O facto de apenas ter sido encontrado um fragmento de cranídio muito incompleto não permite efetuar mais

considerações. Em Espanha, o género está representado no Berouniano superior (níveis coetâneos da Formação Ribeira da Laje) pela espécie *D. acuta* Hammann, 1971.

Considerações sobre o género *Dalmanitina* no Berouniano iberoarmoricano. Até ao presente foram descritas cinco espécies de *Dalmanitina* no Berouniano da região iberoarmoricana: *D. rabanoae* n. sp. (Berouniano inferior de Portugal), *D. philippoti* (Berouniano médio de França), *D.* cf. *philippoti* (Berouniano médio de França), *D. bossei* (Berouniano médio de França) e *D. acuta* (Berouniano superior de Espanha). De entre estas, não foram figurados cefalões de *D. philippoti*, mas a espécie individualiza-se por sulcos interpleurais moderadamente profundos (Henry, 1980, est. 36, figs. 2, 4, 7). No que respeita a *D. bossei*, esta diferencia-se das restantes espécies mencionadas por uma maior segmentação pigidial. Nesse sentido, Pillet (1990) selecionou para holótipo da espécie um cefalão (Pillet, 1990, est. 1, fig. 1), mas tendo em conta os caracteres diagnósticos de *D. bossei* a escolha do holótipo deveria ter recaído sobre um pigídio. Pillet (1990) descreveu para *D. bossei* uma ráquis pigidial com 16 anéis. Embora descreva este número elevado de anéis e os represente no texto-fig. 4, no material figurado (Pillet, 1990, est. 2, figs. 1-4) tal número elevado não é claro. Supostamente as espinhas genais de *D. bossei* são também significativamente mais pequenas. Infelizmente, o material figurado também não permite certificar esta diferença. De todas as formas, os sulcos interpleurais de *D. bossei* são moderadamente profundos, à semelhança de *D. philippoti*. Por último, *D. acuta* apresenta o sulco do bordo lateral fixigenal marcado e contínuo com o sulco de bordo posterior (Est. 54, Figs. L-P). As restantes diferenças com *D. rabanoae* n.sp. e *D. manfroi* n.sp. já foram elencadas anteriormente (ver observações de *D. rabanoae* n.sp.).

Não é fácil reconhecer pequenas variações morfológicas em sequências estratigráficas bastante completas onde um mesmo género poderá apresentar linhas evolutivas e termos intermédios entre morfotipos mais facilmente reconhecíveis. Igualmente, não é simples reconhecer diferenças num conjunto de espécimes que coincidem com os caracteres diagnósticos de espécies já estabelecidas para um mesmo subdomínio paleogeográfico e a mesma idade. Contudo, é importante demonstrar que a diferenciação apresentada neste trabalho não é efetuada de forma leviana, pois a mesma baseia-se numa verificação detalhada de caracteres controlados dentro de um mesmo taxon. Por outro lado, o carater diferenciador de *D manfroi* n.sp. tem uma peculiaridade interessante, do ponto de vista de uma eventual relação ancestral, uma vez que a configuração que apresenta entre o sulco de bordo posterior e o sulco de bordo lateral fixigenal verifica-se em vários dalmanitídeos estratigraficamente mais antigos e morfologicamente muito próximos, de que são exemplo os géneros *Eodalmanitina* e *Zeliszkella*.

Género ***Crozonaspis*** Henry, 1968

Espécie-tipo. *Crozonaspis struvei* Henry, 1968 do Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala cronostratigráfica mediterrânica) da parte superior da Formação Postolonnec da Península de Crozon, França.

Diagnose. Ver Henry (1968), Hammann (1974) e Rábano (1990).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Crozonaspis armata Hammann, 1972; Llanvirniano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica), Espanha e Portugal;

C. chauveli Henry (1980a); topo da Formação Postolonnec, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica), França; também na Formação Carregueira, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica), Portugal;

C. chouberti Destombes, 1972; Formação Taddrist, Darriwiliano (Oretaniano superior da escala regional mediterrânica), Marrocos;

C. dujardini (Rouault, 1847); *Phacops dujardini*; várias formações do Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio e superior da escala regional mediterrânica) de França, Espanha e Portugal;

C. incerta (Deslongchamps, 1825); *Asaphus incertus;* parte inferior da Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica), França e Dobrotiviano de Espanha;

C. kerfornei Clarkson & Henry (1970); várias formações do Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de França e Espanha;

C. mayensis Clarkson & Henry, 1973; *Crozonaspis morenensis mayensis*; Formação Urville, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica), França;

C. morenensis Hammann, 1972; = *Crozonaspis morenensis morenensis*; várias formações do Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica), Espanha e Portugal;

C. peachi Sadler, 1974; Darriwiliano (Llandeiliano da escala regional brtânica), Reino Unido;

C. primula (Destombes, 1972); =*Dalmanitina (Dalmanitina) primula;* Formação Izegguirene, Sandbiano basal (Dobrotiviano superior da escala regional mediterrânica), Marrocos;

C. rouaulti (Tromelin & Lebesconte, 1876); *Dalmanites rouaulti*; Formação Andouillé, Darriwiliano superior (Dobrotiviano – unidade cronostratigráfica regional mediterrânica), França.

Outras referências ao género. Henry & Destombes (1991) mencionaram a presença de *Crozonaspis* nov. sp. aff. *morenensis* no Membro d'Hanadir, Formação d'Hanadir da Arábia Saudita central. São numerosas as referências ao género, sobretudo na Iberoarmórica onde é muito comum nas sequências do Ordovícico Médio e Superior.

Observações. Henry (1968, 1980) e Rábano (1990) providenciaram discussões completas sobre o género, as quais permanecem atuais. A morfologia geral de *C. dujardini*, com forte convexidade glabelar e reduzido número de sulcos pleurais pigidiais, dificultou a sua atribuição genérica ao longo do século XX (Clarkson & Henry, 1973; Hammann, 1974; Henry, 1980). O conhecimento de termos intermédios (e.g. *C. chauveli*) da linhagem evolutiva do género desde o Ordovícico Médio até ao Ordovícico Superior foi essencial para o correto enquadramento genérico da espécie *C. dujardini*. Henry (1980a, pp. 207-210) reconheceu uma evolução das estruturas coaptativas do género na região iberoarmoricana,

considerando que *C. chauveli* (Berouniano inferior) é um termo evolutivo intermédio entre *C. incerta* (Dobrotiviano) e *C. dujardini* (Berouniano médio a superior), com um aumento de complexidade destas estruturas (ver também Henry, 1985). No que diz respeito à ontogenia do género, Henry (1980a, p. 163) reconheceu que a largura cefálica relativa diminui ao longo do crescimento na fase holaspide de *C. struvei* (espécie-tipo) e que há uma tendência de diminuição e mesmo desaparecimento das minúsculas pontas genais de *C. struvei* e *C. mayensis* em indíviduos de maiores dimensões. O autor interpretou assim a presença de pequenas pontas genais como um caracter plesiomórfico, sendo que os espécimes ontogeneticamente menos desenvolvidos apresentariam um caracter ancestral. Além disso, Henry (1980a, pp. 160, 165, figs-text. 75, 76) diferenciou dois morfotipos de *C. dujardini* numa mesma jazida: um com glabela glóbulosa, mais alargada (tr.) e outro com glabela mais alongada (sag.). Estas diferenças foram interpretadas pelo autor como possível dimorfismo sexual ou resultado de deformação. A sugestão de dimorfismo sexual é aqui rejeitada e neste trabalho optou-se por distinguir a nível específico os dois morfotipos, no entanto permanecem dúvidas sobre a autenticidade das diferenças e significado taxonómico das mesmas, motivo pelo qual não se define uma nova espécie.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico (Darriwiliano ao Katiano) de Portugal, Espanha, França, Marrocos, Reino Unido e Arábia Saudita.

***Crozonaspis chauveli* Henry, 1980**

(Est. 55, Figs. A-L; Est. 56, Figs. A-N; Est. 57, Figs. A-C)

vp 1908 *Dalmanites dujardini* Rou. – Delgado, pp. 41, 57
*1980 *Crozonaspis chauveli* n. sp. – Henry, pp. 156-157, text-figs. 74, 87C, 88, est. 40, figs. 3,4,7,9-10; est. 42, figs. 1,2; est. 46, fig. 7
v 1980 *Crozonaspis chauveli*? – Young, pp. 436-437
2011 *Crozonaspis chauveli* – Sá *et al.*, p. 18

Holótipo. Um molde interno de um cefalão incompleto (IGR240; figurado por Henry, 1980, est. 40, fig. 4) do topo da Formação Postolonnec, Sandbiano basal.

Material. Um cefalão (molde interno: MG2387) Proveniente da Formação Carregueira (Buçaco).

Quatro carapaças (moldes internos: MGUTAD15104; MGUTAD15337a; CMP0291; CMP0292/molde externo: MGUTAD15337b); vinte cefalões (moldes internos: MGUTAD15103; MGUTAD15116-2; MGUTAD15122a; MGUTAD15131; MGUTAD15250a; MGUTAD15258-1; MGUTAD15265; MGUTAD15275; MGUTAD15271; MGUTAD15278-1; MGUTAD15321; MGUTAD15346; MGUTAD15472; MGUTAD15482/moldes externos: MGUTAD15121b; MGUTAD15122b; MGUTAD15268; MGUTAD15325; MGUTAD15328; MGUTAD15333; MGUTAD15462-1); três cranidios (moldes internos: MGUTAD15319; MGUTAD15330/moldes externos: MGUTAD15250b; MGUTAD15264); dois hipostomas (molde externo: MGUTAD15276; MGUTAD15475);

quatro cefalotórax (moldes internos: MGUTADs/n; MGUTAD15258-2; MGUTAD15287/molde externo: MGUTAD15262); três toracopigídios (moldes internos: MGUTAD15112; MGUTAD15125; MGUTAD15288); um tórax (molde interno: MGUTAD 15316); oito pigídios (moldes internos: MGUTAD15106; MGUTAD15111; MGUTAD15252a; MGUTAD15318; MGUTAD15454/moldes externos: MGUTAD15252b; MGUTAD15280; MGUTAD15331; MGUTAD15344); três carapaças enroladas (moldes internos: MGUTAD15119; CMP0293; CMP0294); uma superfície visual (molde interno: MGUTAD15112), todos recolhidos na Formação Carregueira (Mação).

Ocorrência. Formação Carregueira em Mação (Carregueira, CRG-FC-1; Aboboreira), Dornes (Tim Young, comun. pess.) e Buçaco (Louredo, LOR-FCA-1, e Zuvinhal, ZUV-FC-C17) do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. Pelo seu bom estado de preservação o material português agora identificado permite acrescentar alguns detalhes relevantes à descrição efetuada por Henry (1980a, pp. 156-157). Neste sentido, o lóbulo frontal glabelar apresenta pequenos tubérculos (à semelhança de outras espécies do género como *C. mayensis* e *C. kerfornei*), dispostos apenas em torno da região medial e em número reduzido (cerca de 10). As fixigenas estão, na sua porção adaxial posterior, ornamentadas por fossetas bem marcadas e abundantes. As librigenas estão também na sua porção adaxial ornamentadas por fossetas, embora significativamente mais superficiais que as das fixigenas. As superfícies visuais esquizocroais têm cerca de 21 filas dorsoventrais com um máximo de 6 (?7) lentes por fila. Num único espécime (MGUTAD15326) observa-se uma fosseta sagital mediana alongada. No entanto, a identidade deste único espécime é problemática, uma vez que apresenta os sulcos S2 e S3 um pouco mais profundos que em *C. chauveli* e o prolongamento apical cefálico menos desenvolvido. Henry (1980a, texto-fig. 88) interpretou uma linhagem evolutiva do género *Crozonaspis* na Iberoarmórica, o que poderá resultar na presença de morfotipos intermédios entre as espécies reconhecidas e definidas e, por tanto, a presença nos mesmos níveis de formas muito semelhantes mais ou menos evoluídas.

Distribuição estratigráfica e geográfica. *Crozonaspis chauveli* foi documentada com confiança exclusivamente no Berouniano inferior (Sandbiano da escala global) de França e Portugal. A sua limitada extensão estratigráfica, bem como a presença comum do género *Crozonaspis* no Ordovícico Médio e Superior da Iberoarmórica confere-lhe utilidade estratigráfica. Deste modo, define uma Biozona de extensão que se segue, aparentemente sem lacuna estratigráfica, à sub-biozona de *Marrolithus bureaui.* O seu limite superior não está definido, resultado do hiato estratigráfico generalizado em todo o domínio sul-gondwânico, selado pelo nível de ferro oolítico da base do Berouniano médio. Em Portugal, a espécie foi registada na Formação Carregueira das regiões de Buçaco e Mação. No entanto, a presença de material que apresenta os caracteres diagnósticos de *C. chauveli* em níveis que, neste trabalho, se interpretam como Berouniano médio (ver abaixo em *Crozonaspis* cf. *chauveli*), abrem a possibilidade de a espécie subsistir até ao Berouniano médio, coexistindo com a forma *C. dujardini*. De qualquer forma, o estado muito fragmentário do material e a permanência de dúvida em relação à idade dos níveis onde ocorre, não permitem efetuar mais considerações.

***Crozonaspis* sp. indet.**
(Est. 57, Figs. D-F)

v 2015a *Crozonaspis* cf. *dujardini* – Pereira *et al.*, p. 200, figs. 1i, 1l

Material. Quatro cefalões (moldes internos: CMP0100a; CMP0102; CMP0103a; CMP0114/moldes externos: CMP0100b; CMP0103b); um cranídio (molde interno: CMP0097); um cefalotórax (molde interno: CMP0104); três pigídios (moldes internos: CMP0114a; CMP0098; CMP0099/moldes externos: CMP0114b), todos provenientes da Formação Cabeço do Peão (Sardoal).

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Sardoal (Monte Cimeiro, MC-FCP-1), Portugal.

Observações. O material estudado apresenta as características observadas e descritas em *Crozonaspis chauveli* do Berouniano inferior de Portugal (neste trabalho) e França (Henry, 1980) e em *C. dujardini* do Berouniano médio de Portugal (neste trabalho) e França (Henry, 1980). Em trabalho anterior (Pereira *et al.*, 2015a) estes espécimes foram classificados como *C.* cf. *dujardini*. Tal classificação deveu-se ao facto de os caracteres que diferenciam o material de Monte Cimeiro do material-tipo de *C. dujardini* (Formação Riadan – Ille-et-Vilaine, França; Clarkson & Henry, 1973; Henry, 1980) estarem também presentes em grande parte dos espécimes identificados como *C. dujardini* por Hammann (1974) em Valencia de Alcantara (Espanha) e sinonimizados com esta espécie nos trabalhos de revisão precedentes (e.g. Henry, 1980).

No entanto, após reavaliação do material, observou-se que os espécimes de Monte Cimeiro também se aproximam bastante morfologicamente de *C. chauveli*. O prolongamento apical não é tão estreito como em *C. dujardini* (comparar com Henry, 1980, est. 40, figs. 2, 7a), e os sulcos S3 são mais profundos, chegando a provocar constrição glabelar. Este último caracter não está tão evidente em *C. chauveli* do Berouniano inferior de Portugal e França como no material de Monte Cimeiro. No entanto, é difícil avaliar o quão a abrasão da superfície glabelar poderia exagerar a profundidade aparente de S3. Relativamente ao material proveniente de Valencia de Alcantara (Hammann, 1974, pp. 68-71, text-fig. 26, est. 4, figs. 60-66), observado durante a realização deste trabalho (Est. 61; Figs. J-M), as suas dimensões são muito reduzidas quando comparadas tanto com *C. chauveli* como com *C. dujardini* e os seus espécimes estão preservados em litologias areníticas que não permitem observar detalhes relevantes. Alguns destes espécimes espanhóis (op. cit., est. 4, figs. 60, 65) apresentam um prolongamento cefálico apical do tipo do observado em *C. chauveli* e não em *C. dujardini*, embora outros (op. cit., est. 4, fig. 64) tenham esta estrutura muito mais estreita como em *C. dujardini*. O material melhor preservado apresenta também um S3 mais marcado, à semelhança dos espécimes provenientes de Monte Cimeiro. O material português assemelha-se ainda bastante à forma *C. incerta*, do Dobrotiviano de França e Espanha. Esta espécie apresenta um prolongamento apical muito semelhante a *C. chauveli* e um contacto entre S3 e os sulcos dorsais mais evidente do que *C. chauveli* e *C. dujardini*. No entanto, *C. incerta*

diferencia-se por apresentar um par suplementar de sulcos pleurais pigidiais comparativamente às duas espécies mais recentes.

Dado o mau estado de preservação, optou-se por classificar o material em nomenclatura aberta, considerando não ser possível determinar a identidade específica. A presença de *C. chauveli* no Berouniano médio português colocaria em causa o esquema biostratigráfico que se baseia na distribuição desta espécie restrita ao Berouniano inferior, sendo substituída no Berouniano médio por *C. dujardini*. De todas as formas, o género *Crozonaspis* apresenta variações morfológicas importantes durante o Ordovícico Superior (ver *C. dujardini* e *C.* aff. *dujardini* neste trabalho e considerações sobre o género) e é necessária uma amostragem geográfica mais extensa e material melhor preservado para compreender de forma inequívoca o significado taxonómico destas variações.

***Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847)**

(Est. 57, Figs. G-N; Est. 58, Figs. A-L; Est. 59, Figs. A-L)

* 1847 *Phacops dujardini* n. sp. – Rouault, p. 320; est. 3, fig. 5.
v 1853 *Phacops dujardini*, Rouault – Salter *in* Ribeiro, p. 159.
1856 *Dalmanites dujardini* Rouault – Verneuil & Barrande, p. 977; est. 26, fig. 6.
1856 *Dalmanites phillipsi* Barrande – Verneuil & Barrande, est. 26, fig. 5.
v 1870 *Dalmanites dujardini*, Barr. e Vern. (non Rou.) – Delgado, p. 23.
1878 *Dalmanites dujardini*, Rou. – Mallada, p. 17-18, est. 2, fig. 3.
1894 *Calymene* aff. *tristani* Brongniart – Bergeron, pp. 42-43, est. 6, figs. 1-2.
vp1897 *Dalmanites dujardini* Rou.– Delgado, p. 28.
vp1908 *Dalmanitis dujardini* Rou. – Delgado, pp. 32, 39, 40, 57 (*non* pp. 33, 41, *partim* 57=*Crozonaspis chauveli*)
1967 *Kloucekia (Phacopidina) dujardini* (Rouault 1847) – Coates, pp. 88-90; figs. 5f-5h, 6a-6d.
p 1968 *Kloucekia (Denckmannites) praecursor* n. sp. – Pillet & Robardet, pp. 26-27; est. 2, figs. 2a-2b (*non* 2c).
1968 *Kloucekia incerta* (Deslongchamps) – Henry & Morzadec, p. 159.
1969 *Kloucekia (Phacopidina) dujardini* (Rouault, 1847) – Pillet & Robardet, pp. 70-71; fig. 3; est. 2, fig. 1.
1970 *Kloucekia (Phacopidlna) dujardini* (Rouault, 1847) – Pillet & Robardet, p. 17; est. 1, figs. 6-9.
1973 *Kloucekia dujardini* (Rouault 1847) – Clarkson & Henry, pp. 113-117; figs. 7-9.
1973 *Kloucekia? dujardini* (Rouault, 1847) – Robardet, Henry, Nion, Paris & Pillet, p. 122 (partim); est.18, figs.7-8, 14.
? 1974 *Crozonaspis? dujardini* (Rouault 1847) – Hammann, pp.68-70, figs. 20, 26; est. 4, figs. 60-66.
1974 *Crozonaspis dujardini* (Rouault) – Henry *et al*., p. 333.
1980 *Crozonaspis dujardini* (Rouault 1847) – Henry, pp. 157-160; text-fig. 75, 87D-88; est. 40, figs. 2, 6, 11; est. 42, figs. 3-7; est. 46, figs. 3-4, 8-9.
1982 *Crozonaspis dujardini* – Romano, p. 97.

1984 *Crozonaspis dujardini* (Rouault) – Rábano, tab. I.
v 1985 *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) – Young, p. 437-438.

(mais sinonímias em Hammann, 1974 e Henry, 1980)

Material. Uma caparaça (molde interno: NHMIn28473); cinquenta e três cefalões (moldes internos: MG81-6-004; MG81-6-005; MG81-6-006; MG81-6-007; MG81-6-008; MG81-6-009; MG81-6-010; MG81-6-011; MG82-3-003; MG82-3-001; MG82-3-002; MG89-1-002; MG89-1-003; MG89-1-004; MG89-1-005; MG89-1-008; MG89-2-001; MG89-3-002; MG89-4-002; MG89-4-003; MG89-4-004; MG89-4-005; MG89-4-006; MG108-2; MG108-3; MG108-4; MG109-1; MG109-2; MG109-3; MG109-4; MG109-5; MG110; MG111; MG117; MG2480-1; MG2480-2; MG2460-2; MG2460-3; MG2475-1; MG2475-2; MG15613; NHMS4833-1; NHMS4833-2; NHMS4833-3; NHMS4834-1; NHMS4834-2/moldes externos: MG2480-3; MG81-6-003); doze cranídios (moldes internos: MG2475-4; MG2475-5; MG2475-6; MG89-3-006; MG89-3-005; MG81-6-002; MG81-5-003; MG81-6-002; MG81-6-003; MG2506-1; NHMS4833-4; NHMS4840); um cefalotórax (molde interno: MG108-5); um toracopigídio (molde interno: NHMIn28478); quinze pigídios (moldes internos: MG81-6-001; MG89-4-009; MG89-3-001; MG89-1-001; MG89-1-009; MG2460-1; MG2480-4; MG2480-5; MG2506-2; NHMIn28452; NHMS4833-5; NHMS4833-6; NHMS4834-3/molde externo: MG89-4-001; MG127-2), 14 carapaças enroladas (moldes internos: MG89-1-007; MG89-3-003; MG89-3-004; MG108-1; MG109-6; MG2471-1; MG2475-3; NHMS4828; NHMS4829; NHMIn28468; NHMIn28469; NHMIn28470; NHMIn28471; NHMIn28472); fragmentos vários (MG2431; MG2435; MG2460; MG2468; MG2480), todos provenientes da Formação Louredo (Buçaco).

Ocorrência. Formação Louredo em Buçaco (Louredo, LOR-FLO-1, LOR-FLO-4, LOR-FLO-5), Penacova (Cácemes, CAC-FLO-1; Zuvinhal, ZUV-FLO-C10, ZUV-FLO-C13; Palheiros, PAL-FLO-1, JOR-FLO-C10, JOR-FLO-C14, JOR-FLO-C18; Midões, MID-FLO-1; Sazes do Lorvão, SAZ-FLO-1), Vila Nova de Poiares (Ervideira, VNP-FLO-1) do ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica).

Descrição e observações. *Crozonaspis dujardini* foi anteriormente descrita por vários autores (Coates, 1967; Clarkson & Henry, 1973; Hammann, 1974; Henry, 1980) pelo que não se julga necessário repetir aqui a sua descrição. É uma das espécies de trilobites mais comum no Berouniano médio da Iberoarmórica. O abundante material da espécie na Formação Louredo da região de Buçaco apresenta todos os caracteres descritos por Henry (1980a) para o material-tipo (Formação Riadan, França). Em concordância com o evidenciado por este autor, Hammann (1974) descreveu uma pequena ponta genal em *C. dujardini* do Berouniano médio de Valencia de Alcantara (Espanha) que tipicamente está ausente no material francês. Também no material da Formação Louredo esta estrutura não foi observada, embora esteja presente nos espécimes estratigraficamente mais recentes provenientes da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (Est. 59, Figs. M-P), identificados como *C. dujardini* por Pereira *et al.* (2014b) mas que foram reavaliados e reclassificados neste trabalho como *Kloucekia* sp. B. Por seu lado Henry (1980a) sugeriu que esta ponta possa desaparecer ao

longo da ontogenia. O facto de os espécimes espanhóis terem dimensões muito reduzidas em comparação com o material francês e português, apoia a justificação ontogenética.

***Crozonaspis* aff. *dujardini* (Rouault, 1847)**
(Est. 60, Figs. A-M; Est. 61; Figs. A-I, K-L)

vp 1908 *Dalmanites dujardini* Rou. – Delgado, pp. 80, 88.
p 1980 *Crozonaspis dujardini* (Rouault 1847) – Henry, pp. 160, 165; fig. 76.
1995 Crozonaspis cf. *dujardini* – Romão *et al.*, p. 124.
2000 Crozonaspis cf. *dujardini* – Romão, qdr. 2.4.
2011 Crozonaspis cf. *dujardini* – Sá *et al.*, p. 18.

Material. Seis caparaças (molde interno: CMP0285a; CMP0286a; CMP0287a; CMP0288; CMP0289; CMP0290a/moldes externos: CMP0285b; CMP0286b; CMP0287b; CMP0290b); cinco cefalões (moldes internos: MGUTAD15267; MGUTAD15599/moldes externos: MGUTAD15238; MGUTAD15236; MGUTAD15367); um pigídio (molde interno: MGUTAD15600).

Tabela 8.15. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Crozonaspis* aff. *dujardini* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.9 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	PLC			PTC			CvL C	A/G	A/Gn	LG/CC
CMP0289	1,70	0,95	0,40	0,35	1,50	1,80	0,70	1,10	0,40	0,56	0,24	0,21	0,61	0,39	0,22	0,94	0,27	0,24	0,65
CMP0290	1,00	0,40	0,28	0,32	0,85	2,70	0,90	0,50	0,45	0,40	0,28	0,32	0,19	0,33	0,17	0,37	0,33	0,28	0,50

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Descrição e observações. Optou-se por classificar este material em nomenclatura aberta porque se considera necessário um estudo mais detalhado, com uma amostragem mais significativa e maior controlo estratigráfico, dos registos de *Crozonaspis dujardini* desde o Berouniano médio ao superior em toda a Iberoarmórica, que permita compreender o significado taxonómico das variações morfológicas que diferenciam alguns conjuntos de espécimes.

Anteriormente, Henry (1980a, pp. 159, 160, 165) deu ênfase ao facto de entre o material do Berouniano do Maciço Armoricano se distinguirem, na jazida de Raguenez, dois morfotipos cefálicos de *C. dujardini*: uns mais "encorpados" (do francês *trapus*), com glabela muito globosa (que coincidem com o material-tipo da espécie) e outros mais alongados, com uma glabela mais esguia. Estes últimos são aqui sinonimizados com o material de *Crozonaspis* da Formação Cabeço do Peão e classificados como *C.* aff. *dujardini*, por apresentarem um conjunto, ainda que reduzido, de caracteres que os diferencia de *C. dujardini s.s.* Além do contorno e convexidade glabelares distintos mencionados por Henry (1980a), *C.* aff. *dujardini* da Formação Cabeço do Peão apresenta dois caracteres mais que a diferenciam de *C. dujardini*: fossetas profundas na região adaxial das fixigenas e librigenas e no bordo posterior

cefálico; e ténue continuação do sulco de bordo posterior no bordo lateral fixigenal. Em *C. dujardini*, embora tenham sido descritas fossetas, estas são muito superficiais e restritas às fixigenas. Nesse sentido, Henry (1980a) propôs duas interpretações para a existência dos dois morfotipos, reconhecendo que ambos os grupos constituíam classes discretas, sem se verificarem termos intermédios: deformação tectónica ou dimorfismo sexual. A primeira proposta implicaria não apenas a existência de dois grupos "extremos", mas também de termos intermédios. Tanto no caso do material francês estudado por Henry (1980a), como no presente caso do material português, não foi efetuada uma recolha sistemática com medição após correção de deformação para compreender se aquilo que a análise qualitativa reconhece como dois grupos extremos é ou não quantitativamente real. No entanto, tal deveria verificar-se em todas as jazidas de *C. dujardini* cujo material apresente deformação e os morfótipos identificados como *C.* aff. *dujardini* ocorrem apenas em Mação. A proposta de dimorfismo sexual implicaria que ambos os morfotipos teriam de estar representados em todos os afloramentos conhecidos da espécie. Em concordância com esta realidade, Henry (1980a) verificou uma situação semelhante de variação morfológica glabelar em *Phacopidina micheli*, concluindo que esta variação espelhava a posição dos escleritos em relação ao eixo principal de deformação. No entanto, como o autor referiu, no caso desta espécie foram reconhecidos morfologicamente todos os "estádios intermédios" entre os dois extremos (glabela mais encorpada *vs*. mais alongada).

Considerações sobre o género *Crozonaspis* no Ordovícico Superior da Iberoarmórica. Os trabalhos de Hammann (1974, text-fig. 20) e Henry (1980a, text-fig. 88) permitiram interpretar a evolução do género *Crozonaspis* desde o Oretaniano superior até ao Berouniano, com um aumento da complexidade das estruturas coaptativas que permitiram traçar relações entre espécies estratigráficas consecutivas. Após a curta existência estratigráfica de *C. chauveli* que caracteriza o Berouniano inferior desta região, no Berouniano médio e superior todos os registos de *Crozonaspis* foram atribuídos a *C. dujardini*. No entanto, pequenas diferenças morfológicas distinguem alguns conjuntos de espécimes atribuídos a este taxon. De entre o material de Raguenez (França), Henry (1980a) distinguiu dois morfotipos, acima discutidos. Na Formação Cabeço do Peão, a presença de uma glabela menos globosa e mais alongada (sag.), fossetas mais profundas na fixigena e presentes também no bordo posterior e nas librigenas e o ténue prolongamento do sulco de bordo posterior no bordo lateral fixigenal justificam, neste trabalho, a separação e classificação desse material como *C.* aff. *dujardini*. Adicionalmente, sinonimiza-se este material com um dos morfotipos de Henry (1980a), coincidindo no contorno e convexidade glabelar e nas fixigenas mais profundas ilustradas pelo autor (op. cit., text-fig. 76). Por último, os espécimes classificados como *C. dujardini* de Valencia de Alcantara (Espanha; Hammann, 1974) apresentam uma pequena ponta genal, ausente no material-tipo da espécie, nos abundantes registos do Berouniano médio português e na quase totalidade dos registos franceses (Henry, 1980 referiu que apenas um único espécime de Raguenez apresenta essa estrutura). O facto de este caracter ser pleasiomórfico e dos espécimes espanhóis terem dimensões muito reduzidas, justifica a não separação deste material. A decisão sobre o valor taxonómico destas pequenas variações morfológicas necessita de um estudo detalhado das ocorrências conhecidas bem como de uma amostragem estratigráfica de detalhe que permitam compreender se algumas destas surgem temporalmente

ou se poderão espelhar variações deformacionais ou intraespecíficas. A eleição de jazidas onde a deformação seja reduzida (como em l'Aber, França, onde os espécimes ocorrem em nódulos carbonatados) poderá permitir compreender o significado destes caracteres, no âmbito de um estudo posterior que contribua para o esclarecimento desta problemática. Os dalmanitídeos e, em particular, o género *Crozonaspis*, demonstraram o seu valor bioestratigráfico no Ordovícico Médio e Superior de Portugal, Espanha e França (Hammann, 1974; Henry, 1980; Rábano, 1990), pelo que compreender se no atual estado do conhecimento *C. dujardini* inclui mais do que uma espécie, poderá aumentar a utilidade biostratigráfica do género no Berouniano médio e superior iberoarmoricanos.

Algumas considerações sobre a distribuição paleogeográfica de *Crozonaspis*. O trabalho de Henry (1989) referiu o facto de algumas espécies de *Crozonaspis* surgirem associadas a trilobites homalonotídeos, nomeadamente *C. incerta* em França, *C. armata* em Espanha, *Crozonaspis* sp. em Marrocos e *Crozonaspis* nov. sp. aff. *morenensis* na Arábia Saudita. Além disso, a distribuição paleogeográfica do género *Crozonaspis* é também interessante. Assim, por um lado, a sua abundância na Iberoarmórica e a ocorrência em Marrocos faz estranhar a ausência de registos na República Checa e reforçar uma adaptação a ambientes menos profundos, como já interpretado por Henry (1980a, 1989) e Fatka & Mergl (2009) e sugerido pela associação com homalonotídeos. Por outro lado, a sua presença pontual e monoespecífica na Avalónia e na Arábia Saudita, levanta curiosidade sobre a dispersão deste género, já que a profundidade poderia ser considerada uma barreira. As larvas de Dalmanitidae foram interpretadas como bentónicas (Chatterton & Speyer, 1989).

Subfamília **EUDOLATITINAE** Tomzikowa, 1991

Género ***Eudolatites*** Delo, 1935

[=*Eudolatites (Destombesites)* Šnajdr, 1987; ?*Eudolatites (Banilatites)* Destombes, 1972]

Espécie-tipo. *Dalmanites Angelini* Barrande, 1852 (=*Eudolatites angelini*) da Formação Bohdalec, Berouniano superior (Katiano inferior da escala cronostratigráfica global) da República Checa.

Diagnose. (modificada de Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987: 71) Exosqueleto pouco convexo. Cefalão sem bordo frontal, com sulcos laterais e posteriores bem marcados; pontas genais presentes ou ausentes. Glabela claviforme, com lóbulo frontal proeminente e sulcos S1 e S2 paralelos entre si ou ligeiramente convergentes adaxialmente. Olhos pequenos a grandes (A/G=25-35%; A/Gn=25-40%). Hipostoma com bordo posterior comprido (sag.) e inteiro. Tórax composto por 11 segmentos; sulcos pleurais retilíneos e extremos distais pontiagudos. Pigídio de contorno parabólico a subcircular, com comprimento (sag.) semelhante ao do cefalão, sem ponta caudal. Bordo pigidial mais ou menos desenvolvido, com convexidade variável. Ráquis bem definida, estreita (tr.; cerca de 25% da largura pigidial no bordo anterior), com 10 a 14 anéis raquidiais. Áreas pleurais com oito a 12 sulcos pleurais (definindo até 13 costilhas); sulcos pleurais e interpleurais bem marcados.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Eudolatites bondoni Destombes, 1972; Formação Ktaoua inferior, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) de Marrocos;

E. dubius (Barrande, 1846); (=*Phacops dubius*); Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

E. flavus Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica), Almadén, Espanha; também na Formação Monte Orri, Sandbiano? a Katiano inferior (Berouniano médio? a superior) da Sardenha, Itália (Hammann & Leone, 2007);

E. galafrea Šnajdr, 1987; Formação Bohdalec, Berouniano superior (Katiano inferior da escala cronostratigráfica global) da República Checa;

E. hastatus Přibyl & Vaňek, 1972; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

E. inflatus Destombes, 1972; Formação Tiuririne, Katiano (Berouniano superior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) de Marrocos;

E. karmina Šnajdr, 1978; Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

E. promura Šnajdr, 1987; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

E. sumptuosus Přibyl & Vaňek, 1972; Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Outras referências ao género e observações. Destombes (1972) documentou *Eudolatites* aff. *dubia* e *Eudolatites* sp. na Formação Ktaoua inferior do Berouniano (Sandbiano superior/Katiano inferior) de Marrocos. Por seu lado, Hammann & Leone (2007) citaram a presença de *Eudolatites*? sp. indet. na Formação Sangsurière. Já anteriormente Henry (1980a) tinha identificado um hipostoma da Formação Sangsurière, França, como *Eudolatites?* sp., sem que nenhum outro fragmento atribuível ao género tenha sido desde então reportado nesta unidade. Também Álvaro *et al.* (2007, fig. 6-D) identificaram *Eudolatites inflatus* no horizonte RP2 do topo da Formação Lower-Ktaoua do Berouniano superior (Katiano inferior da escala global) de Marrocos. Em continuidade, Loi *et al.* (2010) referem a presença de *E.* aff. *angelini* nas partes média e superior do Membro Jbel Amouguer da Formação Ktaoua inferior do Berouniano superior (Katiano inferior da escala global) de Marrocos.

Previamente Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987, considerou *E. hastatus* um sinónimo júnior de *E. angelini*. No entanto, ambas espécies são bastante distintas a nível pigidial, com *E. hastatus* tendo um número de anéis raquidiais e sulcos interpleurais muito inferior ao de *E. angelini*. Contemporaneamente Šnajdr (1987) também citou *Eudolatites*

(Banilatites) goldfussi (Hawle & Corda) mas não foram encontradas quaisquer informações adicionais dessa espécie. Mais recentemente, Vokáč *et al.* (2011) identificaram *Eudolatites* sp. na Formação Liběn do Berouniano inferior (Sandbiano da escala global) da República Checa, sendo este o registo mais antigo atualmente conhecido. Fortey & Cocks (2003, p. 259) referiram, muito provavelmente por lapso, o género *Eudolatites* como estando presente nas sequências de idade "Arenigiano-Llanvirniano" do Domínio Europeu Peri-Gondwânico, embora este apareça apenas no Sandbiano.

A espécie *Dreyfussina simaki* (Přibyl & Vaňek, 1980) da Formação Králův Dvůr do Katiano superior da República Checa, originalmente atribuída a *Eudolatites*, foi transferida para *Dreyfussina* por Hammann & Leone (1997). Posteriormente, Sandford & Holloway (2006) discutiram detalhadamente a identidade genérica das referências a *Eudolatites* no Silúrico e a diferenciação deste género e de *Struveria* Rickards, 1965 (ao qual pertencem estas ocorrências). Também o material identificado como *Dalmanitina* sp. por Corbacho & Kier (2011) pertence a *Eudolatites.* Por seu lado Šnajdr (1983) já tinha considerado que *E. hastatus* é um sinónimo júnior de *Phacops goldfussi* Hawle & Corda, 1847. No entanto, o facto de Barrande (1852) ter colocado a espécie de Hawle & Corda na sinonímia de *Dalmanites socialis*, levou a que durante mais de cem anos *P. goldfussi* não tenha sido mencionada. Como tal, e por estabilidade taxonómica, considera-se *P. goldfussi nomen oblitum* e *E. hastatus* uma espécie válida.

Observações. O estado atual da sistemática do género *Eudolatites* foi pormenorizado por Hammann & Leone (2007), pelo que não é detalhada a história taxonómica do género neste trabalho. Assim, seguiu-se agora a opinião daqueles autores, considerando os subgéneros *Banilatites* Destombes, 1972 e *Destombesites* Šnajdr, 1987 sinónimos de *Eudolatites*. Os caracteres considerados anteriormente para a distinção destes subgéneros (definição do bordo pigidial e razões comprimento/largura pigidial e raquidial) não se demonstraram inequívocos.

Eudolatites é um dalmanitídeo tipicamente endémico, com o registo mais antigo e a máxima diversidade específica conhecidos na República Checa. Atualmente, o registo mais antigo do género data da parte basal do Ordovícico Superior, na Formação Libeň do Berouniano inferior (Sandbiano da escala global), onde Vokáč *et al.* (2011) identificaram *Eudolatites* sp. Anteriormente, Budil *et al.* (2008), num estudo sobre a distribuição das trilobites dalmanitiformes do Ordovícico da Bacia de Praga, descreveram o evento de expansão de *Dalmanitina-Eudolatites* baseados no aparecimento destes dois géneros na base do Ordovícico Superior daquela região. O facto de na Iberoarmorica a base do Ordovícico Superior (último terço do Dobrotiviano) não estar preservada (apenas é conhecida em França - Biozona *Marrolithus bureaui*) não permite saber se, eventualmente, o género terá aparecido neste subdomínio geográfico na mesma altura. Deste modo, o registo mais antigo do género conhecido na Iberoarmorica provém da Formação Cabeço do Peão de Portugal e data do Berouniano médio. Na Formação Sangsurière de França, da mesma idade, Henry (1980a) identificou um hipostoma como *Eudolatites* sp., aproximando-o, no entanto, de *Deloites*, atualmente aceite como género independente, mas à data um subgénero de *Eudolatites*.

Por outro lado, Hammann & Leone (2007) enfocaram a tendência geral estratigráfica de *Eudolatites* de aumento do número de anéis raquidiais pigidiais e costilhas pleurais (baseados sobretudo nos registos obtidos nas sucessões completas checas). Esta tendência é, de facto, reconhecida em diversos dalmanitídeos (Henry, 1980). Este é um dos motivos utilizados por Hammann & Leone (2007) para considerarem *Eudolatites simaki*, a espécie estratigraficamente mais jovem atribuída ao género, originária da Formação Králův Dvůr do Kralodvoriano (Katiano superior da escala global) da República Checa, pertencente a outro género (*Dreyfussina*), dado possuir um número muito inferior de anéis e costilhas pigidiais (motivo pelo qual se mantém neste trabalho a interrogação referente a estes caracteres na diagnose do género *Eudolatites*). Esta tendência não é, no entanto, reconhecida nas sequências ibéricas, ocorrendo uma diminuição (ainda que unitária) do número de anéis pigidiais e sulcos pleurais de *Eudolatites queixoperra* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, para *Eudolatites* aff. *angelini*, da Formação Porto de Santa Anna. Muitas vezes estas tendências desenvolvem-se regionalmente após a "expansão" do género, pelo que *Eudolatites* poderá ter evoluído na Bacia de Praga independentemente da evolução do mesmo género na Iberoarmorica.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Sandbiano ao Katiano) de Portugal, Espanha, ?França, República Checa, Itália (Sardenha) e Marrocos.

***Eudolatites queixoperra* n. sp.**

(Est. 62, Figs. A-J; Est. 63, Figs. A-H; Est. 64, Figs. A-F; Est. 65, Figs. A-F)

v *1908 Dalmanites angelini* Barr. – Delgado, p. 80
v 1985 *Eudolatites* sp. A – Young, p. 427, est. 51, figs. 11-13
p 1985 *Dalmanitina (Dalmanitina)?* sp. – Young, pp. 434-435, est. 52, figs. 10, 11
v *1995 Eudolatites* sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Eudolatites* sp. – Romão, quadro 2.4

Etimologia. Diz respeito ao Membro Queixopêrra, onde a espécie é exclusivamente conhecida.

Holótipo. Molde interno de pigídio (MGUTAD15355; Est. 62, Fig. A).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Duas carapaças (moldes internos: CMP0266a/molde externo: CMP0266b); sete cefalões (moldes internos: CMP0262; CMP0263a-1; CMP0263a-2; MGUTAD15231/moldes externos: CMP0263b-1; CMP0263b-2; MGUTAD15159; MGUTAD15228; MGUTAD15353); nove cranídios (moldes internos: CMP0269; ; MGUTAD15247; MGUTAD15233; MGUTAD15350a-2; MGUTAD15369/molde externo: CMP0265; MGUTAD15034; MGUTAD15021; MGUTAD15350b-2); dois cefalotórax (moldes internos: MGUTAD15240); um toracopigídio (molde interno: CMP0264); dezoito pigídios (molde interno: MGUTAD15149; MGUTAD15243; MGUTAD15350b-1; MGUTAD15376; MGUTAD15430-1; MG98-3-001; MG98-3-002; MG98- 3-003; MG100-2-001;

MG106/molde externo: MGUTAD15023; MGUTAD15028; MGUTAD15224; MGUTAD15225; MGUTAD15229; MGUTAD15232; MGUTAD15350a-1; MGUTAD15375; MGUTAD15382); três conjuntos cefalão+pigídio - muda (CMP0261a; CMP0261b; MGUTAD 15350), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1) e Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FCP-1), Portugal.

Tabela 8.16. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eudolatites queixoperra* n. sp. da Formação Cabeço do Peão, Mação. Legenda das medições na Fig. 8.10 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	PLC			PTC			CvL C	CvLp	LRR	CRR	A/G	A/Gn	LG/CC
MGUTAD15355	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,20	1,80	4,30	1,10	-	-	-	-	-	-	-	0,51	0,26	0,82	-	-	-
CMP0269	2,70	1,30	0,80	0,60	2,30	4,00	1,10	1,90	0,60	-	-	-	-	0,48	0,30	0,22	0,48	0,28	0,15	0,68	-	-	-	0,35	0,30	0,70
CMP0263-1	1,30	0,55	0,40	0,35	1,10	1,90	0,50	1,00	0,20	-	-	-	-	0,42	0,31	0,27	0,53	0,26	0,11	0,68	-	-	-	0,36	0,31	0,77
CMP0262	2,40	1,00	0,80	0,60	2,10	3,50	0,90	1,80	0,35	-	-	-	-	0,42	0,33	0,25	0,51	0,26	0,10	0,69	-	-	-	0,38	0,33	0,75
MGUTAD15231	2,00	0,90	0,60	0,50	1,70	-	1,00	1,80	0,35	-	-	-	-	0,45	0,30	0,25	-	-	-	-	-	-	-	0,35	0,30	0,90
MGUTAD15149	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,15	1,85	2,20	0,55	-	-	-	-	-	-	-	0,98	0,25	0,86	-	-	-

Diagnose. Espécie de *Eudolatites* que se caracteriza por olhos de grande tamanho, com índices A/G de 0,35-0,38 e A/Gn 0,30-0,33, com 36 a 40 fileiras dorsoventrais de lentes holocroais compostas por um máximo de dez lentes equidimensionais; lóbulo frontal ocupa cerca de 50% da largura cefálica máxima (ao nível do bordo posterior); librigenas terminam posteriormente de forma pontiaguda, definindo uma pseudoespinha genal que é o resultado do afunilamento do bordo do ângulo genal (bordo lateral+bordo posterior). Apresenta ainda áreas genais fortemente ornamentadas por fossetas de dimensões consideráveis; glabela, espinha genal e dobra librigenal ornamentadas por fino granulado. Pigídio com 11 anéis raquidiais, nove pares de sulcos pleurais intercalando sulcos interpleural; sulcos pleurais e interpleurais igualmente profundos, sempre subparalelos entre si, com extremos abaxiais alinhados e não convergindo abaxialmente, com cerca de 80-85% da largura pleural anterior e 50% posteriormente; bordo pigidial amplo e fortemente convexo, aumentando progressivamente de largura em sentido posterior (cerca de 20% do comprimento sagital pigidial).

Descrição. A descrição cefálica aproxima-se bastante da efetuada por Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano (1987, pp. 660-661) e Hammann & Leone (2007, pp. 23-24) para *Eudolatites flavus*, motivo pelo qual serão apenas indicadas as proporções dimensionais de algumas estruturas e detalhes/diferenças particulares. Cefalão de contorno semi-circular a ligeiramente ogival, pouco arqueado, com comprimento (sag.) correspondendo a cerca de 68% da largura cefálica máxima, situada ao nível dos ângulos genais. Máxima largura glabelar ao nível do lóbulo frontal correspondendo a cerca de 50% da largura cefálica máxima; largura glabelar ao nível do anel occipital corresponde a 50-55% da largura glabelar máxima. S3 são subretilíneos a curvados nas suas porções abaxiais (descrevendo um suave arco com concavidade para diante), formando entre si (S3 direito e esquerdo) um ângulo de cerca de 140º. Lóbulo frontal em forma de losângulo. Sulco occipital mais comprido (sag.),

convexo (sag.). Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,44-0,31-0,25 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos de tamanho grande; índice Augen (*sensu* Struve, 1958) cerca de 0,35-0,38 (A/G; maior em espécimes de menores dimensões) e 30-33% (A/Gn). Superfície ocular inclinada para fora (embora quase verticalizada), com cerca de 36 fileiras dorsoventrais (um espécime parece indicar que poderão ser até 40 fileiras) compostas por um máximo de dez lentes esquizocroais do mesmo tamanho (fileiras centrais). Glabela com ornamentação fina granular muito densa e lóbulo frontal com depressão média glabelar, alongada sagitalmente e impressões glabelares auxiliares dispostas ao seu redor, concentradas sobretudo nas zonas mais centrais e anteriores do lóbulo frontal. Nos moldes externos surgem como reduzidas áreas subcirculares lisas. Áreas genais fortemente ornamentadas por depressões de maiores dimensões (grânulos nos moldes externos), mantendo o fino granulado da glabela. Lóbulo palpebral ornamentado por este fino granulado e uma fileira de perfurações subparalela ao limite do lóbulo (Est. 63, Fig. A). Espinha genal ornamentada por grânulos subcirculares dimensionalmente semelhantes aos glabelares, mas mais profundos, ornamentação esta também presente na dobra librigenal.

Hipostoma desconhecido.

O tórax é típico do género, coincidindo com a descrição de Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano (1987, p. 661) para *E. flavus*, motivo pelo qual não se repetirá aqui.

Pigídio suavemente convexo (sag. e tr.), de contorno sub-circular, com margem posterior arredondada. A relação comprimento sagital/largura transversal anterior é fortemente alterada pela deformação, razão pela qual não é indicada. Comprimento da ráquis corresponde a cerca de 80% do comprimento pigidial total; largura da ráquis ao nível do primeiro anel raquidial corresponde a 25% da largura pigidial máxima. Ráquis subtriangular, limitada lateralmente por sulcos dorsais finos (tr.) e moderadamente marcados, de traçado subretilíneo, diminuindo progressivamente de largura (o último anel apresenta 30% da largura do primeiro anel). Posteriormente não está limitada por um verdadeiro sulco, determinando-se o seu final pela quebra de convexidade e ausência de anéis raquidiais. Possui 11 anéis raquidiais, sem peça terminal visivelmente desenvolvida, subretangulares, convexos (sag. e tr.), com porção medial e extremos abaxiais (sobretudo a partir do 3º anel) curvados para trás. Sulcos interanel relativamente profundos, mais amplos que os dorsais e tendencialmente mais marcados medialmente que abaxialmente. Pleuras com convexidade (tr.) ténue, apresentando nove pares de sulcos pleurais, intercalando oito pares de sulcos interpleurais (cerca de nove costilhas, para comparação com descrições de outros autores). Sulcos pleurais e interpleurais muito suavemente arqueados, levemente oblíquos à direção transversal pigidial e com cerca de 80-85% da largura pleural nos sulcos mais anteriores, reduzindo gradualmente até menos de 50% nos últimos sulcos. Apresentam-se ainda igualmente profundos, subparalelos, dificilmente diferenciáveis entre si e com a mesma largura (tr.), estando os seus extremos abaxiais alinhados. Os sulcos interpleurais convergem com os pleurais adaxialmente, encurvando posteriormente na frente destes, opostos aos sulcos interanel. Banda posterior pleural subtriangular, aumentando de comprimento (exsag.) abaxialmente, sendo ligeiramente mais comprida que a banda posterior. A banda anterior apresenta-se subretangular, mantendo aproximadamente o mesmo comprimento ao longo de toda a sua largura. Bordo pigidial

amplo, fortemente convexo, aumentando progressivamente de largura em sentido posterior (cerca de 20% do comprimento sagital pigidial), desenvolvendo uma estrutura em tubo, limitada ventralmente pela dobra pigidial. A superfície dorsal pigidial e a da dobra estão cobertas por uma fina e densa granulação, semelhante à da glabela.

Observações. De entre as espécies definidas para o género *Eudolatites*, *E. queixoperra* n. sp. apresenta maior afinidade com os espécimes atribuídos a *E. flavus* da Formação Bancos Mixtos do Katiano inferior de Espanha e da Formação Monte Orri do Katiano inferior da Sardenha. Diferencia-se por um número significativamente superior de fileiras oculares dorsoventrais (36 a 40 em *E. queixoperra* n. sp. face a cerca de 29 em *E. flavus* de Espanha e da Sardenha), com um número superior de lentes por fileira (10 face a oito) e pela configuração pigidial: *E. queixoperra* n. sp. apresenta menos um sulco pleural e menos um sulco interpleural pigidial (resultando em menos um par de costilhas pleurais), menos anéis raquidiais (11 face a 12-13 em *E. flavus*) e os sulcos pleurais e interpleurais sempre subparalelos entre si e não convergindo abaxialmente na região posterior como se verifica em *E. flavus* em Espanha (Rábano *in* Gutiérrez-Marco, 1987, est. 1, figs. 2, 3a) e na Sardenha (Hammann & Leone, 2007, est. 36, figs. 2a, 4d). Estes caracteres são constantes nos diferentes grupos de espécimes. Das restantes espécies definidas para o género, *E. queixoperra* n. sp. diferencia-se por um número inferior de anéis raquidiais e sulcos pleurais/interpleurais (de *E. angelini*, *E. karmina*), por um bordo pigidial mais amplo (de *E. bondoni*), presença de pontas genais (de *E. sumptuosus*), por extremos abaxiais dos sulcos pleurais e interpleurais em linha (de *E. dubia*, *E. hastatus*) e área genal ornamentada por fossetas (*de E. inflata*). Também os tamanhos dos olhos, posição e número de lentes (quer número de fileiras dorsoventrais, quer lentes por fileira) permitem distinguir *E. queixoperra* n. sp. das restantes espécies do género.

***Eudolatites* aff. *angelini* (Barrande, 1852)**

(Est. 65, Figs. G-J)

v *1908 Dalmanites* cf. *angelini* Barr. – Delgado, p. 57
v 1947 *Dalmanites angelini* – Thadeu, p. 232, est. III, fig. 13
v 1985 *Eudolatites* sp. B – Young, p. 427-428, est. 51, figs. 14-15
p*1987 Eudolatites (Eudolatites) flavus* Rábano n. sp. – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 72
p*1997 Eudolatites (E.) flavus* – Vaňek & Vokáč, p. 38
2007 Eudolatites flavus – Hammann & Leone, pp. 22; 24
2011 Eudolatites flavus – Sá *et al.*, p. 31

Material. Dois pigídios (moldes internos: MG129a; MG2876/ molde externo: MG129b).

Ocorrência. Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1), Portugal.

Descrição. Pigídio suavemente convexo (sag. e tr.), de contorno parabólico invertido com margem posterior arredondada. Comprimento sagital corresponde a cerca de 65% da largura máxima situada ao nível do primeiro par de costilhas pleurais. Comprimento da ráquis corresponde a cerca de 70-75% do comprimento pigidial total; largura da ráquis ao nível do primeiro anel raquidial corresponde a 25% da largura pigidial máxima. Ráquis subtriangular, limitada lateralmente por sulcos dorsais finos (tr.) e moderadamente marcados, de traçado subretilíneo, diminuindo progressivamente de largura (o último anel apresenta 30% da largura do primeiro anel). Posteriormente não está limitada por um verdadeiro sulco, determinando-se o seu final pela quebra de convexidade e ausência de anéis raquidiais. Estes últimos contam-se num total de11, sem peça terminal visivelmente desenvolvida, subretangulares, convexos (sag. e tr.), com porção medial e extremos abaxiais (sobretudo a partir do 3º anel) curvados para trás. Sulcos interanel relativamente profundos, mais amplos que os sulcos dorsais e tendencialmente mais marcados medialmente que abaxialmente. Pleuras com convexidade (tr.) ténue, com bordo lateral e posterior muito suavemente arqueado com indistinta definição em relação às áreas pleurais. Nove pares de sulcos pleurais, intercalando nove pares de sulcos interpleurais (cerca de oito costilhas e metade de uma nona, para comparação com descrições de outros autores). Sulcos pleurais ligeiramente menos profundos que os interpleurais, subretilíneos a suavemente arqueados, levemente oblíquos relativamente à direção transversal pigidial e com cerca de 70% da largura pleural nos sulcos mais anteriores, reduzindo até 50% ou menos em sentido anterior. Sulcos interpleurais profundos, moderadamente amplos (exsag.), mais arqueados do que os pleurais, sobretudo nos seus extremos abaxiais em que curvam posteriormente. Nestes extremos o sulco não está propriamente definido, mas gera-se um socalco que prolonga o sulco. Os sulcos interpleurais são mais largos (tr.) que os pleurais, ocupando 90% (mais anteriores) a 80% (os mais posteriores) da largura pleural (em molde externo observa-se muito bem o desenvolvimento abaxial dos sulcos e sua relação com o bordo pigidial). Além disso convergem com os pleurais adaxialmente, encurvando posteriormente na frente destes, opostos aos sulcos interanel. Banda anterior pleural subtriangular, aumentando de comprimento (exsag.) abaxialmente, sendo ligeiramente mais comprida que a banda posterior. Banda posterior subretangular, mantendo aproximadamente o mesmo comprimento ao longo de toda a sua largura. Ambas as bandas apresentam a mesma convexidade suave (exsag.). Bordo pigidial pouco definido, desenvolvido após a terminação dos socalcos abaxiais dos sulcos interpleurais.

Observações. O facto de se conhecerem apenas dois pigídios justifica o recurso a nomenclatura aberta. Embora diversos autores tenham anteriormente atribuído os espécimes estudados à espécie *Eudolatites flavus* (Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Vaňek & Vokáč, 1997; Hammann & Leone, 2007) tal dever-se-á ao facto de não existir uma descrição do material e de a única figura publicada (Thadeu, 1947, est. III, fig. 13) não permitir observar com detalhe a configuração dos sulcos pleurais e interpleurais. Esta forma permite facilmente distinguir o material português de *E. flavus,* pela presença de sulcos interpleurais mais compridos, sulcos pleurais mais curtos e ambos subparalelos entre si (em *E. flavus* os sulcos interpleurais vão progressivamente curvando mais nos seus extremos abaxiais, convergindo com os sulcos pleurais nas costilhas mais posteriores).

Porém, *E.* aff. *angelini* não coincide inteiramente com a morfologia de nenhuma das espécies definidas. Contudo, o facto de não serem conhecidos pigídios completos, existirem apenas dois espécimes e os cefalões serem desconhecidos, não permite efetuar mais considerações. Pelo diferente comprimento dos sulcos pleurais e interpleurais, com os primeiros a quase atingirem o bordo pigidial, *E.* aff. *angelini* da Formação Porto de Santa Anna aproxima-se de *E. angelini* da Formação Bohdalec da República Checa. Porém, a espécie checa apresenta uma maior segmentação pigidial e um bordo pigidial mais inflado. Neste último aspeto, e na terminação pósraquidial, o material português poder-se-ia comparar a *E. galafrea*, também da Formação Bohdalec. Porém, a segmentação raquidial da espécie checa é muito superior (15-16 anéis para sete-oito costilhas pleurais). A configuração abaxial dos sulcos pleurais e interpleurais é ainda semelhante a *E. promura*, da Formação Letná da República Checa. Porém, a diferença de comprimento entre ambos sulcos é maior nos espécimes portugueses.

Hammann & Leone (2007) classificaram como *E. flavus* diversos espécimes provenientes da Formação Monte Orri do Berouniano da Sardenha e consideraram três pigídios provenientes da Formação Portixeddu como sendo conspecíficos. Porém, neste trabalho considera-se que o material da Formação Portixeddu (op. cit., est. 36, fig. 6) não deverá corresponder a *E. flavus*, em virtude de apresentar os sulcos interpleurais mais compridos do que os pleurais, com um socalco abaxial e sem convergência entre si abaxialmente. Estes carateres aproximam os espécimes sardos da Formação Portixeddu às espécies *E. promura*, *E. dubia* e *E. angelini*. Apresenta, no entanto, um maior número de anéis raquidiais e costilhas pigidiais, devendo corresponder a uma nova espécie.

História do estudo. Embora o primeiro espécime de *Eudolatites* da Formação Porto de Santa Anna tenha sido coletado a 14 de outubro de 1871, na primeira grande recolha de material da importante jazida da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), este consta apenas na listagem de Delgado (1908), não tendo sido incluído na primeira listagem de fósseis dos ”Schistes impures diabasiques” publicada uma década antes (Delgado, 1897). Além deste primeiro espécime, apenas outro terá sido recolhido, em data incerta. Nas etiquetas que acompanham ambos os espécimes, Nery Delgado optou por identificar a espécie *Dalmanites angelini* em nomenclatura fechada. Porém, na lista publicada em 1908, consta “*Dalmanites* cf. *angelini*”, sendo possível que o autor se tenha entretanto apercebido das diferenças existentes (nomeadamente em relação ao número de anéis raquidiais e sulcos pleurais). Um dos espécimes (MG129a) tem a indicação de ter sido desenhado por Luiz Couceiro (exemplar desenhado número 3). Entre o abundante material, muito dele fragmentário, do outro dalmanitídeo que coocorre com *Eudolatites* na jazida da Vinha de Leira Má (*Kloucekia youngi*), não foi encontrado nenhum espécime passível de atribuição a *Eudolatites* . Nesse sentido, a grande semelhança cefálica de muitos dalmanitídeos ordovícicos poderia ter levado a um equívoco, mas não parece mesmo existir nenhum fragmento cefálico de *Eudolatites* nas coleções clássicas. Posteriormente, Thadeu (1947) manteve a identificação original de Delgado (1908), dado o carater expedito do seu estudo. Durante a segunda metade do século XX, conforme a maioria das espécies atualmente conhecidas de *Eudolatites* foi sendo definida, os espécimes portugueses foram sendo atribuídos a algumas das espécies formalizadas (e.g. Přibyl & Vaňek, 1972; Rábano *in* Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987), mais

por coincidência geográfica e estratigráfica, uma vez que careciam de uma descrição e/ou figuração que permitisse observar os seus caracteres distintivos.

Infraordem **DALMANITIFORMES** Eldredge, 1979

Superfamília **ACASTACEA** Delo, 1935

ACASTACEA s.l. *sensu* Edgecombe (1993) (= Kloucekiinae Destombes, 1972)

Observações. A posição sistemática dos acastiformes basais permanece por resolver. São incluídos sob a designação Acastacea s.l. (*sensu* Edgecombe, 1993) os géneros *Phacopidina* Bancroft, 1949, *Kloucekia* Delo, 1935 e *Baniaspis* Destombes, 1972. Eventualmente, *Dreyfussina* Hupé *in* Choubert *et al.* (1956) poderá pertencer também a este grupo. Estes géneros apresentam, segundo Edgecombe (1993), as apomorfias da Superfamília Acastacea, mas não os caracteres derivados que definem os acastáceos siluro-devónicos (famílias Acastidae e Calmoniidae, que constituem um clado monofilético pós-Ordovícico). No entanto, algumas destas apomorfias (e.g. S2 e S3 muito menos profundos do que S1) nem sempre se verificam nas espécies de *Phacopidina* e *Kloucekia* (ver discussão de *Kloucekia youngi* n. sp.). O facto de, na sua conceção atual, o grupo que constitui Acastacea s.l. ser parafilético, não permite definir um taxon formal, pelo que será aqui seguida a proposta de Edgecombe (1993). Segundo a visão de Eldredge (1979) e Edgecombe (1993), Acastacea s.l. é um conjunto de sucessivos grupos externos (=*outgroups*) de Acastacea s.s. Por sua vez, estes acastiformes basais (Acastacea s.l.) terão derivado de Dalmanitidae, apresentando grande semelhança morfológica em relação aos membros desta família, motivo pelo qual foram anteriormente incluídos neste taxon (e.g. Whittington, 1962; Hammann, 1974). As apomorfias basais dos acastáceos foram relacionadas com alterações nos mecanismos de alimentação dos dalmanitídeos. Dentro de Acastacea s.l., *Phacopidina* será o mais primitivo e *Baniaspis* aquele que está mais proximamente relacionado com Calmoniidae e Acastidae, i.e., com Acastacea s.s. Ao longo do Ordovícico Médio e Superior, Acastacea s.l. apresenta uma tendência de modificação de caracteres plesiomórficos típicos dos dalmanitídeos. São exemplo dessa realidade a perda de definição do sulco do bordo lateral cefálico e a progressiva perpendicularidade de S1 em relação ao sulco dorsal (S1 oblíquo será plesiomórfico). Mais detalhes sobre a evolução destes taxa é efetuada nas observações de cada género em particular. Relativamente a *Dreyfussina*, taxon que foi anteriormente atribuído a Acastidae (e.g. Hammann & Leone, 2007) ou a Dalmanitidae (e.g. Jell & Adrain, 2002), a extrema semelhança morfológica com *Phacopidina* e *Kloucekia* e a partilha das apomorfias de Acastacea s.l., poderão indicar maior afinidade com este grupo parafilético. Nesse sentido, Dean (1961) e Whittington (1962) sugeriram anteriormente esta ligação, mas desde então a independência destes taxa tem sido amplamente aceite.

Por seu lado, Henry (1980a) e Destombes & Henry (1987) detalharam aspetos importantes dos géneros *Phacopidina*, *Kloucekia* e *Baniaspis* mas, como admitiram Hammann & Leone

(2007), há muitas questões por resolver em relação a muitos géneros e espécies afim de *Kloucekia*, um dos motivos pelos quais a classificação deste grupo peculiar permenece indefinida. Entre estas espécies problemáticas, inclui-se *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna.

***Phacopidina, Kloucekia* e *Dreyfussina*: algumas considerações.** Se por um lado, Henry (1980a, pp. 123-127) discutiu com detalhe a diferenciação entre *Kloucekia* e *Phacopidina* (a história dos géneros anterior ao trabalho deste autor está devidamente detalhada nessa referência), por outro o próprio autor denotou bastante dúvida na parte final do seu apartado (op. cit., p. 126). As diferenças cefálicas apontadas por Henry (1980a) entre *Kloucekia* e *Phacopidina* desvanecem-se um pouco com a existência de termos intermédios. De facto, existem espécies atribuídas por este autor a *Phacopidina* que não apresentam a sutura facial separada do sulco préglabelar (*P. harnagensis* e *P. apiculata*). Existem também espécimes com cefalões que apresentam os caracteres cefálicos descritos para *Phacopidina* mas pigídios semicirculares, desprovidos de ponta medial, caracteres considerados diagnósticos e diferenciadores entre este género e *Kloucekia*. Por outro lado, *K. robertsi* apresenta todos os caracteres de *Kloucekia* mas possui uma área préglabelar ampla (sag.), caracter utilizado por Henry (1980a) para diferenciar *Phacopidina* de *Kloucekia* (com a área préglabelar muito curta). A esta ambiguidade entre *Kloucekia* e *Phacopidina*, há ainda que adicionar o género *Dreyfussina*, o qual tem sido largamente considerado como independente (e.g. Hammann & Leone, 2007) e cuja diagnose atual se baseia na existência de um bordo pigidial bem definido e uma maior e mais bem marcada segmentação pigidial. Os restantes caracteres considerados anteriormente como diagnósticos do género (Destombes, 1972; Hammann, 1974, 1976; Henry, 1980), como a inexistência de bordo anterior cefálico ou a presença de pontas genais, têm vindo a demonstrar-se desacertados (e.g. Hammann & Leone, 2007). No entanto, atentando na espécie-tipo *Dalmania exophtalma* Dreyfuss, 1948, figurada com melhor qualidade por Henry (1980a, est. 44, figs. 5-6, 8, 10), os caracteres tidos como diagnósticos (segmentação pigidial maior e mais marcada e bordo pigidial bem definido) não são, de todo, evidentes e, possivelmente, existentes, naquela que é a espécie-tipo do género. A revisão bibliográfica desta espécie parece revelar que, eventualmente, *Dreyfussina exophtalma* tem sido descrita com base em espécimes pertencentes a dois taxa distintos. Embora Hammann & Leone (2007, pp. 42, 44) tenham discutido o poder da preservação no controlo dos caracteres observados em *D. exophtalma* da Montanha Negra, não parece possível diferenciar a nível genérico grande parte do material da espécie-tipo de *Dreyfussina* do da espécie-tipo de *Kloucekia*. Também o suposto bordo pigidial descrito em *D. exophtalma* (na sua localidade-tipo) poderá não ser mais do que um artefacto pela esfoliação da porção dorsal pigidial que se sobrepõe à dobra (porção essa usualmente esfoliável, dando a ideia da existência de um bordo). Um exemplo claro deste artefacto é *Phacopidina* do Membro Queixopêrra, descrita neste trabalho, ou *Kloucekia* cf. *phillipsi* (Barrande, 1846) descrita por Hammann & Leone (2007, est. 41, fig. 7a) na Formação Portixeddu da Sardenha. Estes exemplos mostram que a esfoliação da porção dorsal pigidial que se sobrepõe à dobra pigidial é frequente, podendo ser interpretada como um bordo definido. No entanto, é possível que efetivamente um conjunto de espécimes, nos quais se inclui parte do material de *Dreyfussina castilliana* (Hammann, 1971; Est. 73, Figs. A-C) da Formação Bancos Mixtos de Espanha, corresponda, de facto, a

um género distinto tanto de *Kloucekia* como de *Phacopidina*, nas quais se evidencia a presença de pontas genais, uma maior segmentação pigidial e um bordo pigidial côncavo. Hammann & Leone (2007, p. 44) consideraram *D. castilliana* sinónimo de *D. exophtalma*. Para tal, basearam-se em novos espécimes de *D. exophtalma* da Formação Glauzy da Montanha Negra, cedidos por Daniel Vizcaïno. Este material não foi, porém, figurado, embora aqui se considere que em ambas regiões estão eventualmente representados dois taxa distintos. Mais detalhes sobre a problemática de *Dreyfussina* são apresentados na discussão de *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma*. Porém, a resolução e estabilização da sistemática dos acastáceos dalmanitiformes terá de sair do âmbito deste trabalho, sobretudo porque o número de taxones deste grupo na área em estudo é reduzido (dois, possivelmente três) e a resolução desta problemática requer um estudo bastante amplo. Mas, obviamente, a atual situação do grupo constituído por estas três formas não é estável nem satisfatória. Por uma questão de estabilidade e pelo facto dos autores que conduziram à atual situação taxonómica de *Kloucekia, Phacopidina* e *Dreyfussina* conhecerem experientemente o grupo e terem observado abundantes espécimes provenientes de diferentes regiões, manter-se-á neste trabalho a independência dos três géneros por eles sugerida (e.g. Henry, 1980; Hammann & Leone, 2007). Por tal razão, *Phacopidina* será grafada com interrogação.

Género ?* ***Phacopidina*** Bancroft, 1949

(*?=*Kloucekia* Delo, 1935)

Espécie-tipo. *Phacopidina harnagensis* Bancroft, 1949 da Formação Smeathen Wood, Sandbiano (Aureluciano da escala regional britânica) de Shropshire, Inglaterra.

Diagnose. Ver Henry (1980a, p. 126).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Phacopidina apiculata (M'Coy *in* Sedgwick & M'Coy, 1851); *Portlockia? apiculata*; Sandbiano a ?Katiano inferior (Burrelliano a Cheneyano da escala regional britânica), Shropshire, Inglaterra;

P. armoricana (Pillet, 1990); *Dreyfussina armoricana*; topo da Formação Sangsurière ("Schistes d'Angers"), Sandbiano-Katiano inferior (Berouniano médio da escala regiona mediterrânica), La Meinanne, Maine et Loire, França;

? *P. couyerensis* Henry, 1980; *P. micheli couyerensis*; Formação d'Andouillé, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânia) de França;

P. makina Šnajdr, 1987; Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa;

P. micheli (Tromelin, 1877); *Dalmanites micheli*; Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de França, Espanha e Portugal;

P. neltneri (Destombes, 1972); *Zeliszkella (Zeliszkella) neltneri*; Formação Ouine-Inirne, Darriwiliano superior (Dobrotiviano superior da escala regional mediterrânica) de Marrocos;

? P. obsoleta (Ulrich & Delo, 1940); *Scotiella obsoleta*; Formação Whiteoak Sandstone, Aeroniano?, Llandovery, Tennessee, Estados Unidos da América;

P. quadrata (Hawle & Corda, 1847); Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da República Checa; (=*P. rebeka* Šnajdr, 1982).

Outras referências ao género. Vidal *et al.* (2011, fig. 10F) descreveram *Phacopidina* sp. da Formação Kermeur do Berouniano médio (Sandbiano-Katiano inferior da escala global) de França.

Observações. A manutenção do género *Phacopina* neste trabalho é efetuada com dúvida, podendo tratar-se de um sinónimo de *Kloucekia*, como foi anteriormente exposto. A situação atual de ambos taxa implica, possivelmente, uma situação de parafilia. Edgecombe (1993) referiu que um caracter que permite distinguir as espécies de *Phacopidina* do Darriwiliano (nomeadamente *P. micheli e P. neltneri*) e as do Ordovícico Superior e ?Silúrico (*P. ? obsoleta*) é a profundidade do sulco do bordo lateral cefálico. No entanto, *Phacopidina? armoricana* e *Kloucekia youngi* n. sp. têm este sulco moderadamente marcado e, por outro lado, a tendência de apagamento deste caracter verifica-se também em Dalmanitidae (e.g. *Dalmanitina manfroi* n. sp.).

***Phacopidina*? *armoricana* (Pillet, 1990)**

(Est. 66, Figs. A-J; Est. 67, Figs. A-L;

1908 Dalmanites phillipsi Barr. – Delgado, p. 80
? *1908 Dalmanites phillipsi* var. Beirensis Mihi (an sp. n.?) – Delgado, p. 80
p *1908 Dalmanites phillipsi* Barr. – Delgado, p. 57
1971 *Kloucekia* aff. *phillipsi* Arnaud & Pillet, p. 156, est. I, figs. 9-11
1985 *Phacopidina*? sp. A – Young, p. 429-430, est. 52, figs. 1-4
*1990 *Dreyfussina armoricana* – Pillet, pp. 9-10; fig. 7; est. 4, figs. 1-4
1997 Dreyfussina armoricana – Pillet *et al.*, p. 424
v *1995 Phacopidina* sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Phacopidina* sp. – Romão, quadro 2.4
2002 Dreyfussina armoricana – Lebrun, p. 55
2007 Dreyfussina armoricana – Hammann & Leone, p. 42
2011 Phacopidina sp. – Sá *et al.*, p. 18
? 2011 *Phacopidina* sp. – Vidal *et al.*, p. 38, fig. 10F

Material. Três carapaças (moldes internos: CMP0274; CMP0278a; CMP0280a/moldes externos: CMP0278b; CMP0280b); oito cefalões (moldes internos: CMP0270; CMP0273; CMP0275; CMP0277; CMP0279; MGUTAD15360; MGUTAD15417; CMP0333a/molde externo: CMP0333b); dois cefalotórax (molde interno: CMP0271; CMP0276); dois pigídios (moldes internos: MG3634; MG91-2-008); uma carapaça desarticulada-muda (CMP0272), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Tabela 8.17 – Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Phacopidina? armoricana* (Pillet, 1990) da Formação Cabeço do Peão, Mação. Ver legenda na Fig. 8.9 e Tab. 8.11.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	CT	PLC			PTC			CvL C	CvLp	LRR	CRR	A/G	A/Gn	LG/CC
CMP0272	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,00	0,85	3,00	0,80	-	-	-	-	-	-	-	-	0,33	0,27	0,85	-	-	-
CMP0274	1,30	0,60	0,50	0,20	1,10	3,30	0,95	2,00	-	0,75	0,65	2,20	0,60	4,10	0,46	0,38	0,15	0,61	0,29	-	0,39	-	-	-	0,45	0,38	1,54
CMP0278	1,50	0,80	0,55	0,15	1,15	3,50	1,10	1,80	0,40	-	-	-	-	4,20	0,53	0,37	0,10	0,51	0,31	0,11	0,43	-	-	-	0,48	0,37	1,20
CMP0279	1,30	0,60	0,50	0,20	1,10	2,90	0,90	1,40	0,30	-	-	-	-	0,00	0,46	0,38	0,15	0,48	0,31	0,10	0,45	-	-	-	0,45	0,38	1,08
CMP0280	1,70	0,80	0,65	0,25	1,45	2,70	0,90	1,40	0,25	1,00	0,90	1,90	0,65	7,10	0,47	0,38	0,15	0,52	0,33	0,09	0,63	0,53	0,34	0,90	0,45	0,38	0,82

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1, Pereiro, PER-FCP-1 e Sanguinheira, BS-FCP-C23), Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Phacopidina* com margem anterior cefálica muito suavemente ogival, com a sutura facial ligeiramente deslocada e subparalela ao sulco préglabelar; S1 profundo e subtransversal a ligeiramente oblíquo ao sulco dorsal; S2 e S3 muito superficiais; padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,47-0,38-0,15 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos de tamanho grande; índice Augen (sensu Struve, 1958) cerca de 45-48% (A/G) e 37-38% (A/Gn); superfícies oculares esquizocroais com 33 fileiras dorsoventrais com um máximo de 10 lentes por fileira. Pigídio de contorno semicircular, sem espinha pigidial; ráquis ocupa 85-90% do comprimento pigidial total, com 8-9 anéis raquidiais; áreas pleurais com cinco pares de sulcos pleurais profundos (definindo seis costilhas pleurais) e sulcos interpleurais moderadamente marcados e convexos para diante; bordo pigidial aplanado, muito subtil a indistinto.

Descrição. Cefalão de semicircular a suavemente ogival, com convexidade moderada a ténue, com comprimento (sag.) inferior à largura cefálica máxima ao nível do bordo posterior (a razão entre ambas medidas é facilmente alterada pela deformação, mas será próxima de 40%). Glabela pouco convexa tr., comummente aplanada por deformação (mas com convexidade sagital significativa em espécimes pouco deformados), muito pouco elevada em relação aos lóbulos palpebrais em vista lateral. Glabela de contorno em pera invertida a subtrapezoidal, com zona medial anterior terminando em ponta muito suave, formando um ângulo obtuso (cerca de 140º). Sulcos dorsais moderadamente profundos, distinguindo-se duas porções com diferentes orientações: uma posterior até ao contacto com S1, em que os sulcos dorsais são subparalelos, e uma anterior definida por sulcos dorsais divergentes para diante de S1 até ao ponto de máxima largura glabelar, na metade anterior de L3. Curvam anteriormente acompanhando a margem anterior cefálica, dispostos ligeiramente afastados do sulco préglabelar, mas paralelos a este. Máxima largura glabelar ao nível do lóbulo frontal cerca de 50% da largura cefálica posterior; largura glabelar ao nível do anel occipital corresponde a cerca de 60% da largura glabelar máxima.

Três pares de sulcos glabelares, sendo S1 profundo e S2 e S3 superficiais, situando-se os seus extremos adaxiais nas mesmas linhas exsagitais. S1 subtransversal a ligeiramente oblíquo para trás, com suave bifurcação no seu extremo adaxial e ramos muito curtos. L1 subretangular a arredondado, moderadamente inflado. S2 arquedado, convexo para diante, não alcançando o sulco dorsal. S3 oblíquo, subretilíneo, aprofundando em direção ao sulco

dorsal, no contacto com o qual parece gerar apódemas subcirculares. L2 e L3 sem expressão. Lóbulo frontal glabelar de contorno losângico. Sulco occipital arqueado em direção anterior, com profundidade semelhante a S1. Anel occipital fortemente convexo (sag.), desprovido de tubérculo occipital. Áreas genais subtriangulares, bordeadas por um sulco posterior profundo que perde definição abaxialmente, prolongando-se num sulco lateral indistinto na fixigena e superficial na librigena. Bordo posterior convexo (exsag.), curto (exsag.) junto ao sulco dorsal, tornando-se mais amplo (exsag.) abaxialmente, com ponto fulcral situado em linha exsagital com o ponto δ ocular. Esta aumento de comprimento do bordo posterior em direção abaxial diminui com a ontogenia, sendo mais marcado em espécimes de pequenas dimensões que preservem a pequena ponta genal.

Bordo lateral convexo (tr.), mantendo aproximadamente a mesma largura ao longo do seu desenvolvimento. Ângulos genais arredondados, sem espinha genal em indivíduos holaspides adultos mas preservando estreita e curta espinha em holaspides juvenis. Bordo anterior muito curto (sag.) e aplanado.

Lóbulos palpebrais de superfície aplanada, subcirculares. Extremo anterior situado junto ao sulco dorsal e ligeiramente posterior à desembocadura de S3 no sulco dorsal; extremo posterior oposto a L1 e situado em linha exsagital com o extremo anterior e por tal afastado do sulco dorsal (o afastamento é aproximadamente igual à largura de L1). Superfície ocular quase verticalizada, um pouco oblíqua para o exterior. A secção anterior da sutura facial inicia-se subsagital, divergindo anteriormente para contornar o lóbulo frontal glabelar. As secções posteriores curvam ligeiramente para diante, contornando o olho, descrevem curvatura convexa anteriormente e encurvam para trás, cortando o bordo lateral em linha transversal com o limite posterior do olho. Librigena e fixigena ornamentadas por picotado pouco marcado, homogéneo, dispondo-se na librigena sobretudo na sua metade posterior e ausente no bordo lateral. Restante cefalão aparentemente liso.

Hipostoma desconhecido.

Tórax composto por 11 segmentos com a configuração típica do género, coincidindo com a descrição de Henry (1965), quando caracterizou a espécie *Phacopidina micheli*, pelo que não será repetida aqui a sua descrição.

Pigídio suavemente arqueado (sag.), de contorno semicircular, sem ponta caudal. Comprimento pigidial inferior à largura (razão entre estas medidas facilmente alterável por deformação/compactação, mas inferior a 50%). Ráquis pigidial ocupa anteriormente cerca de 30 % da largura pigidial, estreitando posteriormente para cerca de 1/3 no limite posterior pigidial. Ráquis convexa (tr.), elevada acima das áreas pleurais, subtriangular, definida por sulcos dorsais finos e moderadamente profundos, subretilíneos e convergentes posteriormente. A ráquis prolonga-se por cerca de 85-90% do comprimento sagital pigidial, terminando de forma arredondada no contacto com o bordo posterior. Ráquis com meio-anel articular, oito (nove?) anéis raquidiais, dos quais os quatro primeiros estão separados por sulcos interanel completos e profundos, estando os anéis posteriores definidos por sulcos interanel muito ténues. Áreas pleurais suavemente arqueadas (tr.). Cinco sulcos pleurais (definindo seis

costilhas pleurais), subretilíneos, profundos, perdendo alguma definição em direção abaxial e terminando abruptamente no contacto com o bordo lateral, antes de alcançar a margem pigidial. Sulcos interpleurais pouco profundos, superficializando em sentido posterior, convexos anteriormente, terminando do mesmo modo que os pleurais e em linha exsagital com estes. Bandas pleurais anterior e posterior igualmente elevadas e com aproximadamente o mesmo comprimento (exsag.) médio. Bordo pigidial suave, aplanado, com definição muito ténue e mais facilmente observável em espécimes esfoliados que deixam a descoberto a dobra muito curta (sag.), que se prolonga apenas até à terminação distal dos sulcos pleurais. Superfície pigidial aparentemente lisa.

Observações. O material proveniente do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão é aqui considerado conspecífico de *Dreyfussina armoricana* Pillet, 1990 do topo da Formação Sangsurière ("Schistes d'Angers"), Sandbiano-Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de França. A espécie foi originalmente atribuída ao género *Dreyfussina* com base na interpretação de um bordo pigidial e pela ausência de área préglabelar por Pillet (1990). Porém, o bordo pigidial interpretado não é mais do que a esfoliação da superfície dorsal que se sobrepõe à dobra pigidial, muito comum nos espécimes portugueses, e a ausência de área préglabelar é resultado do mau estado preservacional dos poucos espécimes que Pillet (1990) tinha disponíveis. Os caracteres e morfologia do material figurado (op. cit., est. 4, figs. 1-4) não deixam dúvidas quanto à atribuição genérica e, tanto quanto é possível averiguar através do material-tipo, quanto à conspecificidade do material francês com o português, provenientes de níveis coetâneos (Berouniano médio). O material português está melhor preservado e é significativamente mais abundante, tendo permitido diagnosticar, descrever e documentar a espécie em detalhe. Anteriormente, Lebrun (2002, p. 55) tinha já referido que os quatro espécimes classificados como *Dreyfussina armoricana* por Pillet (1990) poderiam pertencer ao género *Kloucekia*.

De entre os caracteres elencados por Henry (1980a) para a diferenciação dos géneros *Kloucekia* e *Phacopidina*, a espécie *P. armoricana* tem bordo pigidial contínuo, sem ponta pigidial (diagnóstico para aquele autor de *Kloucekia*) mas, porém, uma ampla área préglabelar (diagnóstico de *Phacopidina*), com sulco de bordo anterior separado da sutura facial. Esta espécie é uma das que coloca em dúvida a independência destes dois géneros, apresentando conjuntamente caracteres que foram eleitos como diferenciadores de um ou de outro. A presença/ausência de espinha pigidial foi considerado um caracter menos significativo do que a configuração do sulco e área préglabelar e relação com a linha de sutura, pelo que se optou pela inclusão de *P. armoricana* no género *Phacopidina* (a interrogação no nome do género está, como justificado, relacionada com a dúvida relativa à validade de *Phacopidina*, o qual pode ser um sinónimo-júnior de *Kloucekia*).

Phacopidina? armoricana difere das restantes espécies do género pela ausência de espinha pigidial. De entre as espécies definidas para o género, *P. armoricana* é morfologicamente mais próxima de *P. micheli*, da qual se diferencia por apresentar S2 e S3 mais superficiais, maior número de fileiras dorsoventrais na superfície ocular (33-34 face a 28-29 de *P. micheli*), embora Henry (1980a, p. 129) refira que um espécime proveniente de Traveusot apresenta 31-32 fileiras com um máximo de 11 lentes. Estes espécimes foram anteriormente

identificados como conspecíficos de *Dalmanites phillipsi* (atualmente espécie-tipo do género *Kloucekia*). De facto, a morfologia geral de *P.? armoricana* é muito próxima da espécie da República Checa. Porém, a configuração da área préglabelar, mais longa (sag.) e com sulco de bordo anterior deslocado para diante em relação à sutura facial, diferenciam estes taxa.

Os espécimes de maiores dimensões de *P.? armoricana* têm olhos significativamente maiores relativamente ao comprimento glabelar e apresentam espinhas genais curtas e estreitas. Este facto pode justificar a dificuldade de compreender a presença/ausência desta estrutura em espécimes de *Phacopidina* por autores anteriores, dado o controlo ontogenético (já documentado por Henry, 1980, est. 31, figs. 5-8). A nível ocular, embora o número de fileiras dorsoventrais seja aproximadamente fixo em holaspides, o número de lentes por fileira parece ser inferior em holaspides mais jovens (apenas sete). Alguns dos espécimes de menores dimensões aqui classificados como *P.? armoricana* assemelham-se na sua morfologia geral ao género *Pterygometopus* Schmidt, 1881, concretamente a *P. guadalupensis* (comparar Est. 66, Fig. G; Est. 67, Figs. E,F com Hammann, 1974, est. 1, fig. 9 e Rábano, 1990, est. 38, fig. 3), pelo contorno glabelar, as pontas genais e o grande tamanho dos lóbulos palpebrais. Porém, o traçado dos sulcos dorsais e o desconhecimento de material adicional leva a crer que o material será provavelmente conspecífico de *P.? armoricana*.

Género ***Kloucekia*** Delo, 1935

Espécie-tipo. *Phacops phillipsii* Barrande, 1846 (=*Kloucekia phillipsi*) da Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. (modificada de Hammann, 1974: 79 e Henry, 1980: 126) Cefalão semicircular, por vezes com lóbulo frontal volumoso; bordo cefálico anterior inexistente ou reduzido em vista dorsal; S1 transversais ou muito ligeiramente oblíquos aos sulcos dorsais, ramos anteriores da sutura facial ligeiramente divergentes a exsagitais. Ângulos genais arredondados, com ou sem espinhas genais, tipicamente muito curtas. Tórax composto por 11 segmentos. Pigídio semi-circular, sem ponta caudal. Ráquis pigidial bem definido lateralmente, com três a nove anéis e áreas pleurais com um a cinco pares de sulcos pleurais.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

K. drevermanni Hammann, 1972; Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de Espanha e Portugal;(=*K. glabra* Hammann, 1972, segundo Rábano, 1990);

K. euroa Dean, 1967; =*K. phillipsi euroa;* Formação Bedinan, Katiano inferior, Turquia;

K. extensa Price, 1974; Formação Sholeshook, Katiano superior (Cautleyano da escala regional britânica), País de Gales, Reino Unido;

K. invicta Vaněk & Vokáč, 1997; Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

K. pachypa Přibyl & Vaněk, 1980; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa; (=*Phacops ruderalis* Hawle & Corda, 1847 *nomen oblitum*);

K. poueytoi Destombes, 1972; Formação Ktaoua superior, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Marrocos;

K. robertsi (Reed, 1904); =*Phacops robertsi*; base da Formação Redhill Mudstones (também topo da Formação Sholeshook Limestone), Katiano superior, País de Gales, Reino Unido;

K. trixi Šnajdr, 1982; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

K. tutana Přibyl & Vaněk, 1980; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano da escala regional mediterrânica) da República Checa; (=*Phacops eichwaldi* Hawle & Corda, 1847 *nomen oblitum*);

K. taouzensis Destombes, 1972; =*Kloucekia (Kloucekia) taouzensis*; base da Formação Ktaoua Inferior, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) de Marrocos.

Outras referências ao género e observações. No trabalho de Hammann & Leone (2007, pp. 36, 38) foram comentadas e listadas várias referências ao género *Kloucekia* e justificada a exclusão de algumas espécies, pelo que se mencionam no trabalho agora apresentado apenas as não referidas por estes autores. Por seu lado, El-Khayal & Romano (1985) descreveram *Kloucekia* sp. do Membro Hanadir, Formação Tabuk do Darriwiliano de Arábia Saudita, enquanto Álvaro *et al.* (2007, fig. 6-B) indicaram a presença de *Kloucekia* aff. *solitaria* no topo da Formação Ktaoua-inferior do Berouniano superior (Katiano inferior da escala global) de Marrocos. Também Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) identificaram *Kloucekia* sp. na Formação Izegguirene do Dobrotiviano superior (Sandbiano basal da escala global) de Marrocos.

No que respeita à espécie *K. elista* Šnajdr, 1982 da Formação Bohdalec do Berouniano superior (Katiano inferior) da República Checa, a mesma poderá ser um sinónimo-júnior de *K. taouzensis*. Porém, o facto de se conhecer apenas o holótipo, que corresponde a um pigídio, não permite efetuar mais considerações, tendo-se optado por não listar essa espécie. Como se discutirá adiante, *Dreyfussina exophtalma* (Dreyfuss, 1948) é, pelo menos em parte (eventual presença de dois taxa entre o material-tipo), atribuível a *Kloucekia.*

Refira-se que Hawle & Corda (1847, pp. 99-100) listaram e nomearam duas novas espécies, *Phacops ruderalis* e *Phacops eischwaldii*, as quais foram brevemente descritas, sem qualquer figura. Cinco anos depois, Barrande (1852) incluiu-as a ambas na sinonímia de *Dalmanites phillipsi (=Kloucekia phillipsi*), considerando-as inválidas. Só mais de 100 anos depois, Šnajdr (1983) selecionou e figurou um lectótipo para ambas, considerando que as espécies *Kloucekia pachypa* e *K. tutana,* definidas três anos antes por Přibyl & Vaněk (1980), são sinónimos-júnior de "*P. ruderalis"* e "*P. eischwaldii",* respetivamente. Neste contexto, as espécies de Hawle & Corda (1847) deveriam ter sido consideradas *nomina oblita,* não tendo sido citadas durante mais de um século, período durante o qual foram consideradas inválidas. Refira-se a este respeito que Přibyl & Vaněk (1980) não tinham efetuado qualquer comentário

aos nomes antigos de Hawle & Corda (1847) e um dos autores tratou posteriormente as designações antigas como sinónimos (Pek & Vaněk, 1989), mas sem nunca efetuar justificação para tal. Na República Checa os nomes de Hawle & Corda (1847) têm sido recentemente mais utilizados (e.g. Bruthansová & Budil, 2005; Budil *et al.* 2011), porém, opta-se neste trabalho por considerar os taxa antigos *nomina oblita* e as espécies de Přibyl & Vaněk (1980) *nomina protecta*. Tal decisão pretende valorizar a estabilidade e diagnóstico destas duas formas, devidamente documentadas em Přibyl & Vaněk (1980) e evitar uma situação de precedência para que por norma espécies devidamente estabelecidas venham, a longo prazo, a ser substituídas por designações antigas que, até determinada data, eram impossíveis de verificar mas que, traçando as coleções clássicas, se consiga posteriormente recuperar. Perante esta realidade é de referir que não existiria qualquer vantagem em Šnajdr (1983) invalidar *K. pachypa* e *K. tutana* em detrimento de nomes não usados durante 131 anos.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio (Darriwiliano) e Superior (Katiano superior) de Portugal, Espanha, França, Itália (Sardenha), Marrocos, Turquia, Arábia Saudita e Reino Unido.

***Kloucekia youngi* n. sp.**

(Est. 68, Figs. A-H; Est. 69, Figs. A-I; Est. 70, Figs. A-L; Est. 71, Figs. A-D)

vp*1897 Dalmanites socialis* Barr. – Delgado, p. 28
v *1908 Dalmanites socialis* var. *proaeva* Barr. – Delgado, p. 57
v 1947 *Dalmanites socialis* var. *proaeva* – Thadeu, p. 233, est. III, figs. 14-16
v 1985 *Phacopidina* sp. B? – Young, p. 430, est. 52, figs. 5-7
1987 Chattiaspis ? – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 63
p *2011* Phacopids – Sá *et al.*, p. 31

Etimologia. Espécie dedicada ao Dr. Tim Young (Universidade de Cardiff), responsável pelo conhecimento moderno litostratigráfico do Ordovícico Superior da região de Buçaco e primeiro autor a aventar e a propor uma nova atribuição genérica desta nova espécie (Young, 1985).

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de carapaça incompleta (MG134; Est. 68, Figs. A-D, H).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paratipos. Dez carapaças quase completas (moldes internos: MG126a; MG15005; MG2867; MG2868; MG2870a: MG2971a; MG2872/moldes externos: MG126b; MG128; MG2864; MG2870b; MG2871b; MG2876-2); dez cefalões (moldes internos: MG119-1; MG121; MG122-1; MG122-2; MG2863-1; MG2863-2; MG2863-3; MG2866; MG2868; MG2875/molde externo: MG119-1b); dois cranídios (molde interno: MG2860a; MG2861-2/molde externo: MG2860b); quatro cefalotórax (molde interno: MG119-2; MG2861-1;

MG2867-1; MG2873); cinco toracopigídio (molde interno: MG123; MG124; MG2869; MG2874-1/molde externo: MG2876-2); quatro pigídios (moldes internos: MG120a; MG2862; MG2865; MG2874-2/molde externo: MG120b).

Outro material. Uma carapaça completa (molde interno: CMP0357a/molde externo: CMP0357b); um cranídio (molde interno: MGUTAD15629); um pigídio (molde interno: MGUTAD15628a/molde externo: MGUTAD15628b).

Ocorrência. Apenas a localidade-tipo.

Tabela 8.18. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco. Legenda das medições na Fig. 8.10 e Tab. 8.11.

Espécim.	CC	Cca	Cco	CCp	Cg	LC	Lgp	Lga	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	PLC			PTC			CvL C	CvLp	LRR	CRR	A/G	A/Gn	LG/CC
MG126	0,90	0,38	0,33	0,20	0,70	1,20	0,38	0,75	0,18	0,50	0,50	0,70	0,30	0,42	0,36	0,22	0,63	0,31	0,15	0,75	0,71	0,43	1,00	0,46	0,36	0,83
MG122-1	1,10	0,50	0,40	0,20	0,90	1,90	0,63	1,05	0,30	-	-	-	-	0,45	0,36	0,18	0,55	0,33	0,16	0,58	-	-	-	0,44	0,36	0,95
MG2873	1,20	0,50	0,45	0,25	1,05	1,95	0,65	1,10	0,23	-	-	-	-	0,42	0,38	0,21	0,56	0,33	0,12	0,62	-	-	-	0,43	0,38	0,92
MG2875	1,30	0,60	0,50	0,20	1,10	2,00	0,70	1,20	0,28	-	-	-	-	0,46	0,38	0,15	0,60	0,35	0,14	0,65	-	-	-	0,45	0,38	0,92
MG2862	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,90	0,90	1,45	0,50	-	-	-	-	-	-	-	0,62	0,34	1,00	-	-	-
MG124	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,10	1,10	1,50	0,50	-	-	-	-	-	-	-	0,73	0,33	1,00	-	-	-
MG123	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,20	1,20	1,90	0,75	-	-	-	-	-	-	-	0,63	0,39	1,00	-	-	-

Diagnose. Espécie de *Kloucekia* que se caracteriza pela presença de três pares de sulcos glabelares profundos (a diminuição de profundidade entre eles ocorre em direção anterior mas de forma quase indistinta); ramo posterior da sutura facial fortamente arqueado, curva para diante até cerca de 35% do comprimento ocular e em sentido contrário abaxialmente; espinhas genais muito curtas; olhos grandes, índice Augen cerca de 43-46% (A/G) e 36-38% (A/Gn); superfície ocular com cerca de 30-32 linhas dorsoventrais compostas por nove (talvez 10) lentes esquizocroais cada. Pigídio com razão CP/LP cerca de 65-70%; ráquis com 35-39% da largura anterior, atingindo o bordo posterior; nove anéis raquidiais, últimos três semi-fundidos; cinco sulcos pleurais, com um eventual sexto muito ténue; sulcos interpleurais um pouco menos profundos que os sulcos pleurais; bandas pleurais anterior e posterior igualmente elevadas.

Descrição. Cefalão de contorno ogival, fortemente arqueado, com comprimento (sag.) correspondendo a cerca de 65% da largura cefálica máxima ao nível do bordo posterior (em espécimes não compactados e com as librigenas verticalizadas, este valor é da ordem de 58%; em espécimes compactados, com as librigenas horizontalizadas, é da ordem dos 75%). Glabela pouco convexa (sag. e tr.), comummente aplanada (deformação), muito pouco elevada em relação às áreas genais em vista lateral. Apresenta ainda um contorno em pera invertida, com zona medial anterior terminando em suave ponta, gerando um ângulo obtuso (cerca de 120º). Sulcos dorsais profundos, subretilíneos, definindo em direção posterior a S3 um ângulo de cerca de 50º entre si. Curvam anteriormente para se prolongarem nos sulcos de bordo lateral. Máxima largura glabelar ao nível do lóbulo frontal correspondendo a cerca de 45% da largura cefálica posterior; largura glabelar ao nível do anel occipital corresponde a 58% da largura glabelar máxima. Três pares de sulcos glabelares profundos (a diminuição de profundidade entre eles ocorre em direção anterior mas de forma quase indistinta), situando-se os seus extremos adaxiais nas mesmas linhas exsagitais. S1 apresenta-se muito profundo, subtransversal a ligeiramente encurvado para trás, curvando novamente no seu extremo

adaxial mas em direção anterior. Além disso não chega a desenvolver uma verdadeira bifurcação interna, dado que o ramo posterior não tem verdadeira expressão nos moldes externos, mas o seu limite adaxial é mais amplo (exsag.) e profundo. L1 é arredondado a ovalado, moderadamente inflado. S2 mostra-se subretilíneo transversal a ligeiramente encurvado em sentido posterior na sua metade abaxial, tornando-se mais superficial em direção ao sulco dorsal. L2 aparecem subretangulares a trapezoidais. Os sulcos S3 apresentam-se oblíquos em direção adaxial posterior, a cerca de 45º da linha sagital cefálica, formando entre si um ângulo de cerca de 120º. Além disso perdem definição perto do contacto com os sulcos dorsais. O lóbulo frontal revela forma de losango. Sulco occipital arqueado em direção anterior, sendo profundo e curto (exsag.) abaxialmente e tornando-se mais superficial e amplo adaxialmente. Anel occipital convexo (sag. e tr.), mais comprido medialmente. Tubérculo occipital medial, circular. Padrão transversal cefálico aproximadamente 0,58-0,33-0,15 (parte anterior-olhos-parte posterior). Genas fortemente arqueadas (tr.) com flancos laterais convexos e verticalizados. Áreas genais subtriangulares, bordeadas por um sulco posterior profundo que perde definição abaxialmente e um sulco lateral muito amplo (tr.) e superficial. Bordo posterior fortemente convexo (exsag.), muito curto (exsag.) junto ao sulco dorsal, tornando-se mais amplo (exsag.) abaxialmente, sem ponto fulcral percetível, revelando-se indistinto antes de alcançar o ângulo genal/e ou o sulco dorsal. Bordo lateral convexo e amplo (tr.), mantendo aproximadamente a mesma largura ao longo do seu desenvolvimento. Espinhas genais muito curtas (exsag.; cerca de metade do comprimento de L1) e estreitas (tr.), raramente preservadas, dirigidas para fora e para trás e pontiagudas.

Bordo anterior muito curto (sag.) em vista planar, aumentando de comprimento abaxialmente, separado da glabela por um sulco muito fino mas profundo que se conecta lateralmente com o ramo anterior da sutura facial. Lado ventral do bordo anterior mais comprido (sag.) medialmente, tornando-se mais curto abaxialmente, com secção longitudinal sigmoidal (crista ventral subparalela ao bordo e zona deprimida côncava, não chegando a desenvolver um verdadeiro sulco vincular, também subparalela a ambos). Sutura hipostomal de contorno subcircular não subparalela ao bordo anterior.

Padrão longitudinal cefálico aproximadamente 0,45-0,36-0,20 (parte anterior-olhos-parteposterior). Olhos de tamanho médio a grande. Lóbulos palpebrais de superfície aplanada, ligeiramente inclinados para diante em vista lateral e localizados em linha ou ligeiramente elevados em relação à glabela. Extremo anterior situado junto ao sulco dorsal e ligeiramente posterior em relação à desembocadura de S3 no sulco dorsal; extremo posterior situado em linha exsagital com o extremo anterior e por tal afastado do sulco dorsal (o afastamento é aproximadamente igual à largura de L1) e oposto a S1. Área palpebral suavemente convexa a aplanada. Sulco palpebral semicircular, continuando posteriormente ao lóbulo ocular sobre o sulco que rodeia a superfície visual abaxialmente. Superfície ocular quase verticalizada, um pouco oblíqua para o exterior, com cerca de 30-32 linhas dorsoventrais compostas por nove (talvez 10) lentes esquizocroais cada. Secção anterior da sutura facial diverge ligeiramente para acompanhar o sulco dorsal, convergindo anteriormente com o sulco do bordo anterior. Secções posteriores da sutura facial curvam ligeiramente para diante para contornar o olho,

encurvando para trás e cortando o bordo lateral em linha transversal com S1. À exceção do lóbulo frontal, ornamentado por um conjunto de tubérculos mediais, não se verifica qualquer ornamentação da superfície dorsal do exosqueleto.

Hipostoma desconhecido.

Tórax composto por 11 segmentos. Ráquis fortemente convexo (tr.), diminuindo muito pouco de largura em direção posterior (largura do 11º anel corresponde a 85% da largura do primeiro anel). A ráquis ocupa cerca de 30% de cada segmento raquidial, em vista dorsal. Sulcos dorsais muito estreitos (tr.) e pouco profundos, estando no entanto a ráquis bem definida pela mudança de declive (ráquis muito convexa e parte interna das pleuras aplanada). Anéis raquidiais subretangulares, com zona medial encurvada para diante e extremos abaxiais curvados no mesmo sentido. Sulco articular profundo, com fossetas apodemais subcirculares e um pouco mais profundas que o sulco. Meio-anel articular com comprimento sagital semelhante ao de cada anel, diminuindo abaxialmente. Pleuras subretangulares, com extremos distais truncados. Porção interna da pleura aplanada, com sulcos pleurais profundos, dirigidos obliquamente para trás, retilíneos, definidos um pouco abaxialmente ao fulcrum, terminando no limite anterior do segmento. Banda anterior da pleura subtriangular; banda posterior encurta (exsag.) abaxialmente para aumentar novamente de comprimento (exsag.) imediatamente antes do fulcrum. Porção externa da pleura ocupada maioritariamente por uma faceta aplanada, ligeiramente inclinada para diante.

Pigídio moderadamente arqueado (sag. e tr.), de contorno subtriangular, com margens laterais inclinadas para fora. Terminação posterior subcircular, sem ponta caudal. Comprimento pigidial corresponde a cerca de 65-70% da largura. Ráquis pigidial ocupa anteriormente cerca de 35-39% da largura pigidial, estreitando posteriormente para 30% no limite posterior pigidial. Ráquis convexa (tr.), elevada acima das áreas pleurais, subtriangular, definida por sulcos dorsais finos e moderadamente profundos, subretilíneos e convergentes posteriormente. A ráquis prolonga-se por todo o comprimento pigidial, terminando subcircular no contacto com o bordo posterior. Ráquis com meio-anel articular, nove anéis raquidiais, dos quais os seis primeiros estão separados por sulcos interanel completos e profundos e anéis posteriores semi-fundidos ou definidos por sulcos interanel muito ténues. Peça terminal arredondada parcialmente fundida com o nono anel. Meia-costilha articular (*sensu* Hammann & Leone, 2007) subtriangular. Áreas pleurais suavemente arqueadas (tr.), com um bordo lateral suavemente aplanado. Cinco sulcos pleurais (definindo cinco costilhas pleurais), com um eventual sexto muito ténue. Sulcos pleurais profundos, subretilíneos, terminando abruptamente nos bordos laterais. Sulcos interpleurais um pouco menos profundos que os sulcos pleurais, convexos anteriormente, bem marcados e terminando do mesmo modo que os pleurais. Bandas pleurais anterior e posterior igualmente elevadas. Bordo pigidial suave, aplanado a ligeiramente convexo, declinando fortemente numa dobra muito curta (sag.) que se prolonga apenas até à terminação distal dos sulcos pleurais.

Observações. A atribuição genérica é justificada pela estrutura pigidial (inequivocamente pertencente ao grupo de acastáceos s.l. discutido anteriormente) e pela estrutura préglabelar cefálica (além, obviamente, dos restantes caracteres diagnósticos do género). Nesse sentido,

Hammann & Leone (2007) já tinham chamado a atenção para as pequenas dimensões, olhos grandes e ausência de espinha terminal do material anteriormente atribuído a *Dalmanitina socialis* var. *proaeva* (Thadeu, 1947), sugerindo afinidade a géneros semelhantes a *Kloucekia*. Refira-se ainda que anteriormente Young (1985) tinha classificado este material como *Phacopidina* sp. B, até então sempre classificada como um dalmanitídeo.

A ausência de ponto fulcral no bordo posterior cefálico, a sobreposição do ramo da sutura facial anterior com o sulco préglabelar, a área préglabelar muito estreita, muitas vezes não deixando observar em vista dorsal o bordo anterior, a profundidade considerável dos sulcos cefálicos S2 e S3, o sulco lateral librigenal muito ténue e os sulcos interpleurais pigidiais bem marcados são caracteres que, conjuntamente, permitem a diferenciação da nova espécie das restantes estabelecidas para o género. De entre as espécies definidas para o género, *K. youngi* n. sp. é morfologicamente mais próxima de *K. robertsi*, da Formação RedHill Mudstones do Katiano superior do País de Gales (Price, 1974, est. 115, figs. 9-14; est. 116, figs. 1-2; Ingham, 1977, est. 27, figs. 1-18). A sua semelhança justificou a revisão de algum material de *K. robertsi* proveniente da localidade-tipo (Prendergast Place, Haverfordwest; Est. 71, Figs. E-K) que permitiu a distinção inequívoca de ambas espécies. *K. robertsi* distingue-se por possuir um ramo posterior da sutura facial subtranversal (em *K. youngi* curva fortemente para diante para depois curvar em sentido oposto), área pré-glabelar um pouco mais longa (sag.), lóbulo frontal ligeiramente mais baixo, menos abobadado e pigídio com o último par de sulcos pleurais melhor desenvolvido. Adicionalmente, *K. robertsi* tem dimensões significativamente superiores a *K. youngi* (e as maiores conhecidas para *Kloucekia*, um género com holaspides com cerca de 5 cm).

No entanto, tanto *K. youngi*, como *K. robertsi* apresentam um conjunto de caracteres inusual para o grupo Acastacea s.l., facto que terá justificado a atribuição do material português ao género *Dalmanitina* por autores anteriores. A presença de S2 e S3 e sulcos interpleurais profundos são caracteres típicos de Dalmanitoidea e, tendo em conta a origem de Acastacea, são caracteres plesiomórficos para o grupo. Porém, mesmo em Acastacea s.s., alguns membros apresentam estes caracteres plesiomórficos (e.g. sulcos S2 e S3 moderadamente marcados em *Acaste zerinae* Edgecombe, 1993).

História do estudo. Os espécimes de *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna foram coletados nas campanhas de outubro de 1871 e março de 1877 na jazida da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2). As etiquetas antigas têm a identificação de *Dalmanites socialis* e *Dalmanites socialis* var. *praoeva*, nome publicado por Delgado (1898, 1908) e mais tarde mantido por Thadeu (1947). Há um conjunto de espécimes de *Kloucekia youngi* n.sp. que têm a indicação de ter sido desenhados por Luiz Couceiro (exemplares nº2 e nº4), que inclui uma carapaça, dois pigídios e um cranídio. Não é comum, sobretudo para espécimes identificados em nomenclatura fechada, que Nery Delgado tenha requerido ilustração de tantos espécimes. Supõe-se por isso que numa fase avançada do trabalho publicado em 1908 (motivo pelo qual o nome não surge alterado nesse trabalho) o autor tenha mudado a sua opinião quanto à identidade específica destas trilobites, motivo pelo qual foram efetuadas ilustrações de vários espécimes, certamente com a intenção de se incluir a figura numa monografia que Nery Delgado teria em mente e que não chegou a executar.

Posteriormente, Thadeu (1947, est. III, figs. 14-16) manteve a identificação de Delgado e figurou três espécimes. Apenas Young (1985) alterou a classificação deste material e o aproximou corretamente da sua afinidade genérica, tendo-o identificado como *Phacopidina* sp. B. Dois anos depois, Gutiérrez-Marco & Rábano (1987) identificam tentativamente e, com base na documentação de Thadeu, *Chattiaspis?* na Formação Porto de Santa Anna, nome que corresponderá certamente a *Kloucekia youngi* n. sp. Por último, Hammann & Leone (2007) sugeriram corretamente que as pequenas dimensões, olhos grandes e ausência de espinha terminal do material anteriormente atribuído a *Dalmanitina socialis* var. *proaeva* (Thadeu, 1947), indiciam afinidade a géneros afim de *Kloucekia*. Durante o presente trabalho, foram coletados vários espécimes adicionais de *K. youngi* n. sp. na localidade-tipo, incluindo na base da formação (onde anteriormente as trilobites foram descritas como ausentes por Thadeu, 1947 e Mitchell, 1974). Refira-se a propósito que esta espécie é, provavelmente, a mais abundante na jazida da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1).

***Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* (Dreyfuss, 1948)**

(Est. 72, Figs. A-K)

*p 1948 *Dalmania exophtalma* n. sp. – Dreyfuss, pp. 56-57, est. XI, figs. 6, 7, 9 (*non*? est. 7, figs. 1-3)
vp 1971 *Kloucekia exophtalma castilliana* n. ssp. – Hammann, p. 269, est. 1, figs. 8-11
vp 1974 *Dreyfussina exophtalma castilliana* – Hammann, pp. 94-96; est. 9, figs. 141-143, 145 (*non* ? text-fig. 35; est. 9, figs. 140, 144)
vp1976 *Dreyfussina exophtalma castilliana* – Hammann, pp. 63-64, est. 6, figs. 72, 73 (*non*? est. 6, figs. 74-75)
1980 *Dreyfussina exophtalma* – Henry, pp. 168-169, est. 44, figs. 5-6, 8, 10
vp 1985 *Scotiella? taouzensis* – Young, p. 431

Material. Dois cranídios (moldes internos: MG-SP-007-1; MG-SP-007-2; MG-SP-009; MG-SP-010a; MG-SP-011/molde externo: MG-SP-010b); dois pigídios (molde interno: MG-SP-004a/molde externo: MG-SP-004b), todos provenientes da. Formação Louredo (Penha Garcia – Idanha-a-Nova).

Um cranídio (molde interno: MGUTAD15601-1a/molde extero: MGUTAD15601-1b); um pigídio (molde interno: MGUTAD15601-2a/molde externo: MGUTAD15601-2b), originários da Formação Louredo? (Casal de Santo Amaro - Penacova).

Dois cranídios (molde interno: MGUTAD15133; MGUTAD15135) oriundos do Membro Aziral, Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Formação Louredo (parte alta, incluindo Membro Vaca) em Penha Garcia (Monfortinho, VAC-FL-1 e VAC-MV-1), ? Formação Louredo em Penacova (Casal de Santo Amaro, CSA-FLO-1) e Formação Ribeira da Laje (metade inferior) em Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FRL-1), Katiano inferior (Berouniano médio? a superior da escala regional mediterrânica).

Observações. A identificação do material atribuível a este taxon foi complexa devido à situação instável em que o género *Dreyfussina* e formas afim se encontram. Como já discutido anteriormente, a validade de *Dreyfussina* é questionável. Embora Hammann & Leone (2007) tenham atribuído ao estado de preservação vários caracteres problemáticos do género (presença/ausência de pontas genais; maior/menor segmentação pigidial; presença/ausência de bordo anterior cefálico), a observação do material espanhol, a revisão bibliográfica dos registos franceses e a observação do material português apontam claramente para que seja considerada a existência de dois taxa entre o material espanhol e francês atribuído à espécie-tipo *D. exophtalma*. Contudo, Dreyfuss (1948) não elegeu um holótipo aquando da definição de *Dalmania exophtalma*, mas a sua descrição baseou-se sobretudo no cranídio ilustrado na est. 7, figs. 1-3. Este espécime apresenta pontas genais e glabela mais longa (sag.), sem definição de bordo anterior (bourrelet *sensu* Henry, 1980). No entanto, alguns dos espécimes que constituem o material-tipo de *D. exophtalma* foram posteriormente figurados por Henry (1980a, est. 44, figs. 5-6, 8, 10), mostrando claramente um sulco préglabelar que diferencia um bordo anterior curto (sag.). A este respeito Dreyfuss (1948) tinha já chamado a atenção para o facto da grande maioria dos espécimes apresentar bordos genais arredondados e apenas uma quantidade reduzida preservar pontas genais. Posteriormente, Hammann & Leone (2007, p. 44) referiram ter tido acesso a mais espécimes da Formação Glauzy, tendo considerado quer as diferenças cefálicas quer as pigidiais como sendo resultado de deformação. No que diz respeito ao material descrito como *D. exophtalma castilliana* por Hammann (1974, 1976; Est. 73, Figs. A-C), observa-se o mesmo que no material francês: dois morfotipos cefálicos (um com pontas genais outro sem) e dois morfotipos pigidiais (um mais segmentado e com um bordo mais definido que o outro). Neste contexto refira-se que Hammann (1976) chegou a distinguir os dois morfotipos pigidiais (tipo A e tipo B) mas, posteriormente (Hammann & Leone, 2007, pp. 44, 46), e com base em mais material, considerou que as diferenças mencionadas eram preservacionais e que o material espanhol era conspecífico da espécie-tipo *D. exophtalma*. No mesmo trabalho, Hammann & Leone (2007, pp. 42-46, est. 37, figs. 5-9) descreveram *D. exophtalma* da base da Formação Portixeddu, sem ponta genal, diferenciando-se entre o material figurado um pigídio mais segmentado (fig. 8) e outro menos (fig. 6). O facto de em França, Espanha e Sardenha terem sido sempre documentados pigídios mais e menos segmentados, apoia a interpretação de Hammann & Leone (2007) de que estas diferenças são preservacionais. Também a observação de material português proveniente de níveis que inclui pigídios aparentemente mais e menos segmentados, aponta neste sentido, o que complica sobremaneira a diferenciação taxonómica de dois taxa, se existentes (neste trabalho, *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* e *Kloucekia* sp.). No entanto, a existência de espécimes em Espanha e em França providos de pontas genais e a existência de outra espécie (*D. struvei*) com segmentação pigidial mais marcada e presença inequívoca de pontas genais, levanta dúvidas sobre uma justificação meramente preservacional.

Após resolver a conspecificidade ou não do material incluído atualmente em *D. exophtalma*, é necessário estabilizar a validade genérica de *Dreyfussina*. Se considerarmos que o género apresenta um bordo anterior cefálico curto e cantos genais arredondados, a separação de *Kloucekia* poderá não se justificar. Por outro lado, *D. struvei* não pode ser incluída em *Kloucekia*, apresentando caracteres pigidiais e cefálicos que a excluem deste género. A revisão destes taxa terá de incluir primeiramente a verificação da conspecificidade do material

atualmente atribuído a *D. exophtalma* e, posteriormente, a revisão da independência de *Dreyfussina* tendo a espécie *D. exophtalma* como tipo. No estado atual do conhecimento, o género *Dreyfussina* estaria melhor tipificado pela espécie *D. struvei*. Em caso de se demonstrar que os espécimes que apresentam espinhas genais são conspecíficos com o restante material, é necessário entender qual o valor taxonómico deste carater, uma vez que a ausência desta estrutura na maioria dos espécimes não parece ser preservacional.

O material português é escasso, muito fragmentário e com uma preservação débil para permitir esclarecer as dúvidas existentes. Deste modo, e após significativa poderação, optou-se por separar neste capítulo dois morfotipos que poderão ou não ser conspecíficos. Os autores anteriores (Cooper, 1980; Young, 1985) identificaram estes morfotipos como *Kloucekia taouzensis* (à data atribuída a *Scotiella?*), uma espécie descrita por Destombes (1972) na Formação Ktaoua Inferior do Berouniano inferior de Marrocos. Mas para esta identificação basearam-se não no material-tipo da espécie, mas em material espanhol, descrito por Hammann (1974, pp. 89-91, texto-fig. 33, est. 9, figs. 133-139) e classificado como conspecífico dos espécimes marroquinos. Hammann (1974) propôs uma atribuição genérica para a espécie *K. taouzensis*, atribuindo-a com interrogação ao género *Scotiella*. Esta atribuição a *Scotiella* é rejeitada pelos motivos já listados por Edgecombe (1993) e Fortey *et al.* (2011): ausência dos caracteres derivados de acastídeos que caracterizam *Scotiella* e baixa probabilidade estratigráfica e paleogeográfica de um género do Silúrico da Laurentia estar presente no Sandbiano peri-Gondwânico. Adicionalmente, a conspecificidade do material espanhol e marroquino é questionável, com os pigídios do primeiro apresentando margens arredondadas e não pontiagudas como em *K. taouzensis* (o pigídio figurado por Hammann, 1974, est. 9, fig. 139 está fragmentado e a imagem recortada, dando a ideia de um contorno triangular que não é real) e ausência de S2 e S3 glabelares. O material espanhol provém da Formação "Cuarcitas com *Calymenella*" da secção de Valencia de Alcántara, ocorrendo em associação com *Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Calymenella alcantarae*. A este respeito refira-se que Rábano (1984) sugeriu uma idade Berouniano médio para estes níveis, mas Villas (2002) atribuiu-os ao Berouniano superior. Por seu lado *Plaesiacomia robardeti* é conhecida no Berouniano médio e superior? de Portugal (Formação Louredo e Formação Ribeira da Laje?) e no Berouniano médio de França (Schistes de Raguenez – Formação Kermeur). A espécie de *Calymenella* que caracteriza as associações espanholas do Berouniano superior é *C. boisseli* e não *C. alcantarae*, o que sugere que a atribuição de Rábano (1984) ao Berouniano médio será a correta. De facto, neste trabalho também se optou por incluir *Scotiella? taouzensis* de Hammann (1974), do Berouniano médio, em *Koucekia* sp. (denominação aqui utilizada para diferenciar os morfotipos mais antigos, provenientes de níveis intermédios da Formação Louredo e do topo da Formação Cabeço do Peão, que se atribuem ao Berouniano médio). Porém, os espécimes de Valencia de Alcántara têm uma segmentação pigidial inferior (diferenciam-se apenas quatro sulcos pleurais e três anéis raquidiais) aos de *Kloucekia* sp. de Portugal (embora, como discutido, pareça ser a preservação a controlar este caracter, quer em *Kloucekia* sp. quer em *Kloucekia* cf. *Dreyfussina exophtalma*).

Embora *Kloucekia* sp. cf. *D. exophtalma* do Berouniano superior de Portugal (Formação Louredo em Penacova e Penha Garcia) se aproxime morfologicamente dos espécimes de Valencia de Alcántara identificados como *Scotiella? taouzensis (*Hammanna, 1974), a presença de um bordo anterior cefálico suavemente ogival e S2 e S3 visíveis (ainda que ténues), apoiam maior afinidade com *D. exophtalma* e, por esse motivo, são aqui distinguidos. O material de *Kloucekia* sp. da parte média da Formação Louredo em Palheiros (Penacova) e no Fajão (Pampilhosa da Serra) e da parte alta da Formação Cabeço do Peão em Dornes (Cooper, 1980) caracteriza-se por um cefalão mais globoso, recordando a morfologia de *Crozonaspis dujardini*. Relativamente ao material do Membro Serra do Cadaveira da Formação Cabeço do Peão de Dornes e de Mação, figurado por Cooper (1980, est. 29, figs. 1-2) e revisto por Young (1985, p. 431) permanecem bastantes dúvidas mas, com base no cefalão figurado por Cooper, inclui-se agora na sinonímia de *Kloucekia* sp. O contorno anterior cefálico parece ser arredondado e embora S2 e S3 sejam visíveis, o curso dos sulcos dorsais (ligeriamente arqueado entre S1 e S3) é muito semelhante ao do material de Valencia de Alcántara. O cefalão figurado por Cooper é também muito semelhante aos exemplares de *Kloucekia* aff. *solitaria* figurados por Destombes (1972, est. 14, figs. 1-16) e Álvaro *et al.* (2007) provenientes da Formação Ktaoua Superior de Marrocos. No entanto, o pigídio deste taxon apresenta espinha pigidial e configuração distinta, o que justifica a separação genérica e atribuição a *Sokhretia*, que tem como espécie-tipo *S. solitaria*, à qual os espécimes foram aproximados. Recentemente, Fortey *et al.* (2011) descreveram *Dreyfussina* cf. *D. taouzensis* no Katiano inferior do Membro Superior da Formação Rann (Emirados Árabes Unidos). Estes autores optaram por atribuir a espécie de Destombes (1972) ao género *Dreyfussina*, mas acrescentaram que os espécimes se aproximam bastante também de *D. exophtalma* e ainda *Phacopidina* cf. *micheli*, ambas da Sardenha e descritas por Hammann & Leone (2007). No estado atual do conhecimento, a opinião expressada por Henry (1980a, p. 169) permanece atual: "Bien que les ressemblances présentées par les pygidiums de *Dreyfussina exophtalma* et des formes du Maroc et d'Espagne soient indiscutables, le classement de certaines espèces marocaines et ibériques dans un genre qui reste à mon avis insuffisamment connu me semble prématuré".

A morfologia típica de *K.* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* caracteriza o Berouniano superior do Domínio peri-Gondwânico de alta latitude. Os registos iberoarmoricanos foram já discutidos anteriormente, mas o morfotipo está também presente na República Checa e em Marrocos. Na República Checa, na Formação Bohdalec, do Berouniano superior, vários taxa com morfologias afim foram definidos: *Phacopidina quadrata, Dreyfussina elista* (Šnajdr, 1982), *Kloucekia invicta* e *Sokhretia solitaria*. Estes quatro taxa apresentam morfologias cranidiais muito semelhantes que, na presença de material incompleto e deformado, dificilmente poderão ser distinguidos. *P. quadrata* e *S. solitaria* apresentam pigídios com espinhas pigidiais, o que permite a distinção do material iberoarmoricano. *D. elista* é conhecida apenas a partir de 3 pigídios e a sua formalização como espécie deveria ter aguardado recolha de material adicional. Em Marrocos, nos membros superiores da Formação Ktaoua inferior do Berouniano médio/superior, ocorre *K.* aff. *solitaria* e na Formação Tiouririne do Berouniano superior ocorre *K.* aff. *solitaria* e *Baniaspis globosa*. *K. taouzensis* ocorre na base da Formação Ktaoua inferior, atribuída ao Berouniano inferior.

A associação de *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* com *Calymenella boisseli* e *Onnia* sp. nas regiões de Penacova e Penha Garcia é também típica da Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior de Espanha.

***Kloucekia* sp. A**

(Est. 73, Figs. D-J, L-M, O-P)

vp *1908 Dalmanites phillipsi* – Delgado, p. 57
vp 1971 *Dalmanites* cf. *phillipsi* – Perdigão, p. 269, est. 1, fig. 3
?p 1974 *Scotiella? taouzensis* – Hammann, pp. 89-90; est. 9, figs. 133, 135
? 1980 *Kloucekia (Kloucekia)* cf. *taouzensis* – Cooper, est. 29, figs. 1-2
vp 1985 *Scotiella? taouzensis* – Young, p. 431

Material. Quatro cefalões (moldes internos: MG82-1-015; MG81-1-016; MG82-1-031); dois pigídios (molde interno: MG82-1-013; MG82-1-014; MG82-1-017; MG82-1-030), provenientes da Formação Louredo (Penacova).

Um cefalão (molde interno: MG-P-01); um pigídio (molde interno: MG-P-02), originários da Formação Ribeira da Laje? (Penha Garcia).

Ocorrência. Formação Louredo (parte média) em Penacova (Palheiros, JOR-FLO-C15) do Berouniano médio da escala regional mediterrânica e Formação Ribeira da Laje? em Penha Garcia (Monfortinho, ESC-FRL-1), Portugal.

Observações. Conforme discutido anteriormente, inclui-se sobre a designação de *Kloucekia* sp. o material morfologicamente muito semelhante a *Kloucekia* cf. *Dreyfussina exophtalma* que ocorre em níveis subjacentes e que se caracteriza por apresentar um cefalão aparentemente mais inflado, com uma glabela mais globosa, recordando espécies como *Crozonaspis dujardini*, e um contorno pigidial arredondado (não ogival). Esta divisão é, porém, bastante duvidosa, mas o material português não permite melhorar a dúvida que o material francês e espanhol, mais abundante e bem preservado, tampouco permitiu esclarecer.

***Kloucekia* sp. B**

(Est. 59, Figs. B,C,M-P; Fig. 8.11)

v 2014b *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) – Pereira *et al.*, p. 58-69, figs. 3(a)-(c),(e)-(g)

Material. Quatro cefalões incompletos (moldes internos: CMP0037a; CMP0039a; CMP0040a; CMP0042a/moldes externos:CMP0037b; CMP0039b; CMP0040b; CMP0042b); dois cranídios incompleto (moldes internos: CMP0038; CMP0041a/molde externo: CMP0041b); um pigídio (molde interno: CMPs/n), recolhidos na Formação Ribeira da Laje (Mação).

Dois cefalões incompletos (molde internos: MG-81-5-001; MG81-5-002), recolhidos na Formação Louredo (Palheiros).

Ocorrência. Formação Ribeira da Laje em Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FRL-2) e parte superior da Formação Louredo em Palheiros (JOR-FLO-C8) do Katiano inferior (Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Portugal.

Descrição e observações. Relativamente ao material de *Kloucekia* sp. proveniente da Formação Ribeira da Laje do Berouniano superior da região de Mação, o seu estado de preservação é deficiente e numa fase anterior ao término deste trabalho, a observação das características diagnósticas da espécie *C. dujardini* (Pereira *et al.,* 2014b) fez-nos optar por classificá-lo como conspecífico da espécie característica do Berouniano médio. Porém, a reavaliação deste sugere que genericamente tem maior afinidade com o género *Kloucekia*¸apresentando caracteres (ponta apical cefálica) não conhecidos em nenhuma espécie definida para o género. Por uma questão documental, segue-se a descrição deste material.

Cefalão de contorno ogival, mais largo (transversal, tr.) que comprido (sagital, sag.) (o comprimento corresponde a cerca de 65% da largura total medida ao nível do bordo posterior), de convexidade moderada. Em vista lateral, o ponto mais elevado situa-se na zona mediana da glabela, ao nível dos extremos adaxiais de S3, estando os olhos posicionados à mesma altura. Glabela trapezoidal a pentagonal. Os sulcos dorsais têm um traçado retilíneo divergente em sentido anterior, definindo entre si um ângulo de cerca de 40º, são profundos e amplos (tr.) e estão definidos até perto do limite anterior do cefalão. A largura glabelar basal corresponde a cerca de 50% da largura glabelar máxima, medida ao nível do lóbulo frontal, sendo que a primeira medida representa cerca de 35% da largura cefálica total. A glabela apresenta três pares de sulcos glabelares. O par S1 é o mais profundo, definido por sulcos amplos (sag.), mais profundos que os sulcos dorsais, e é ligeiramente oblíquo em direção posterior, formando um ângulo de cerca de 125º com o sulco dorsal. Além disso, não bifurca nos seus extremos internos nem é transglabelar, sendo a distância entre os extremos adaxiais do par S1 cerca de 40% da largura glabelar medida a esse nível. Os lóbulos L1 são subretangulares. Os pares S2 e S3 são muito superficiais, sendo por vezes apenas percetíveis nos moldes externos. Os sulcos S2 têm uma disposição transversal, sendo ligeiramente convexos em relação à zona anterior, apresentam-se estreitos (cerca de 65% da largura de S1), com extremos internos na mesma linha exsagital que os extremos internos de S1, e não atingem os sulcos dorsais. O par S3 é oblíquo em direção posterior, de traçado subretilíneo (apenas com ligeira inflexão ao nível do seu terço abaxial), sendo o sulco glabelar mais largo (cerca de 180% da largura de S1).Os seus extremos distais situam-se em posição ligeiramente mais adaxial que os de S2 e S1, e a distância exsagital destes aos extremos internos de S2 é um pouco menor que a distância exsagital dos extremos internos de S2 aos de S1. O lóbulo frontal glabelar, embora pouco definido, tem forma de losango e é um pouco mais largo (tr.) que comprido (sag.). Está ornamentado pelas impressões auxiliares (*sensu* Henry, 1980), grânulos subcirculares dispersos e grandes, mais abundantes anteriormente, que se observam nos moldes internos (Est. 59, Figs. M,O). A margem anterior do cefalão tem um

prolongamento apical estreito (Est. 59, Fig. M, N). Os olhos são médios e reniformes, estendendo-se desde o limite anterior dos lóbulos L1 até S3. Superfícies visuais não preservadas completamente. Índice ocular A/G e A/Gn (*sensu* Struve, 1958) de 39% (A/G) e 32% (A/Gn), respetivamente. A distância entre o extremo posterior do lóbulo ocular e o sulco posterior genal é de 30% do comprimento total ocular. Sutura facial com ramos anteriores não preservados e ramos posteriores sigmoidais, de traçado retilíneo até ao sulco do bordo lateral, com um ângulo de cerca de 40º em relação à linha sagital cefálica, abaxialmente ao qual se encurvam em direção posterior, cortando as margens laterais ao nível de S2.

Os carateres cefálicos de *Kloucekia* sp. B são muito semelhantes a *Crozonaspis dujardini*, motivo pelo qual foi anteriormente (Pereira *et al*., 2014b) confundida com este dalmanitídeo. Porém, a observação da estrutura ventral cefálica (Fig. 8.11a) indica tratar-se de um acastáceo s.l., e um pigídio proveniente dos mesmos níveis corrobora esta atribuição, aproximando-se morfologicamente dos vários morfotipos de *Kloucekia* do Berouniano superior anteriormente discutidos (*Phacopidina*, *Dreyfussina*, *Kloucekia*, etc). A presença de uma ponta apical cefálica proeminente é, porém, desconhecida nas espécies definidas para estes géneros, motivo pelo qual é aqui identificada como *Kloucekia* sp. B. Numa fase final deste trabalho, alguns espécimes provenientes da camada 8 do Corte do Vale de S. Jorge no setor de Palheiros, também anteriormente confundidos com *C. dujardini*, foram reclassificados e considerados conspecíficos de *Kloucekia* sp. B.

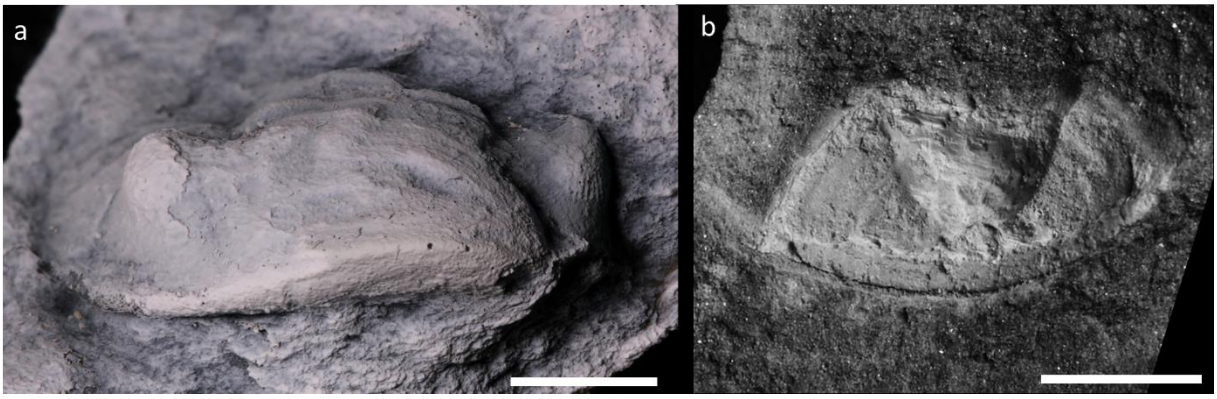


Figura 8.11. *Kloucekia* sp. B da Formação Ribeira da Laje do Berouniano superior de Mação. a, contramolde em látex de molde externo de cefalão, em vista anterior, mostrando parte da estrutura ventral; b, molde interno de pigídio. Escala = 5 mm.

Subordem **CHEIRURINA** Harrington & Leanza, 1957

Família **CHEIRURIDAE** Hawle & Corda, 1847

Subfamília **CYRTOMETOPINAE** Öpik, 1937

Género ***Actinopeltis*** Hawle & Corda, 1847

Espécie-tipo. *Actinopeltis carolialexandri* Hawle & Corda, 1847 da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. (modificado de Pärnaste, 2004a) Glabela bulbosa, sobrepondo-se à margem anterior; sulcos pré-occipitais laterais curvados para conectar ao sulco occipital. Olhos opostos a L2 ou em posição mais posterior; secções posteriores da sutura facial quase transversais. Tórax com 11 segmentos; pontas pleurais pontiagudas e parte interna das pleuras com fileiras transversais de perfurações. Pigídio com quatro pares de espinhas pleurais, sendo o par anterior um segmento pré-anterior neoténico do tórax.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

?*Actinopeltis barrandei* Kielan, 1960; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa. (provavelmente sinónimo de *A.carioalexandri*, ver Shaw, 2000);

A. bocagei (Thadeu, 1947); Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Buçaco, Portugal;

A. completa (Barrande, 1872); =*Cheirurus completus*; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

A. dissimilis Petrunina *in* Repina *et al.*, 1975; "Camadas com *Kielanella-Tretaspis*", Katiano superior do Turquestão e Kazaquistão.

A. globosa (Barrande, 1846); =*Cheirurus globosus* (=*Cheirurus radiatus* Barrande, 1846); Formação Zahořany; Sandbiano/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa;

?*A. grypha* (Barrande, 1872); =*Cheirurus gryphus*; Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa (provavelmente sinónimo de *A.carioalexandri*, ver Shaw, 2000);

A. iglesiana Hammann & Leone, 2007; Formação Portixeddu; Katiano (Berouniano superior?-Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha, Itália;

A. insocialis (Barrande, 1852); =*Cheirurus insocialis*; do paleocarbonato (*sensu* Shaw, 2000) do topo da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

A. meneghinii Hammann & Leone, 2007; Camada Cyclopygid do Membro Punta S'Argiola, Formação Domusnovas, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha, Itália;

?*A. rivanol* Šnajdr,1982; Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), República Checa (sinonimizada com *A. globosa* por Vaněk & Vokáč, 1997);

A. spjeldnaesi Hammann,1972; Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior da escala cregional mediterrânica), Espanha;

A. tejoensis Romano, 1991; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) Mação, Portugal;

A. vercingetorix Přibyl & Vaněk, 1969; Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa

Outras referências ao género. Přibyl *et al.* (1985, p. 129), Hammann (1992, pp. 101-102) e Hammann & Leone (2007) efetuaram listagens e/ou discutiram a maioria das referências a *Actinopeltis*, pelo que se seguem apenas referências a *Actinopeltis* não mencionadas por estes autores ou posteriores à data dos trabalhos mencionados.

Actinopeltis caudata Lu, 1975 do Darriwiliano da China, foi atribuída ao género *Eccoptochile* por Zhou & Zhou (2008). No entanto, a presença de quatro anéis raquidiais e quatro pares de espinhas pigidiais parece aproximar os espécimes chineses de Cyrtometopinae, pelo que a atribuição a *Eccoptochile* é considerada nesta tese como bastante questionável (de todas as formas, dentro de Eccoptochilinae, aproximar-se-ia mais do género *Eccoptochiloides* Prantl & Přibyl, 1947). Henry & Romano (1978) e Couto (1993) referem a presença de *Actinopeltis* na Formação Valongo do Dobrotiviano português. No entanto, esta ocorrência deverá corresponder a *Valongia wattisoni* Curtis, 1961. *Actinopeltis* sp. do Sandbiano de Xinjiang, China, identificado por Zhang (1981) é claramente pertencente a outro género, tendo Zhou & Zhou (2008) atribuído o espécime a *Pseudosphaerexochus*. Álvaro *et al.* (2007, fig. 6E) identificaram *Actinopeltis* sp. no topo da Formação Ktaoua-inferior, do Berouniano superior de Marrocos. Hammann & Leone (2007) sugeriram que *Pseudosphaerexochus asiaticus* Kolobova *in* Sokolov & Yolkin (1978: 132, pl. XXV, figs. 8-10) poderá pertencer a *Actinopeltis*. O facto de não se conhecer o pigídio da espécie, não permite efetuar a atribuição genérica. Congreve (2008) sugeriu que *Hemisphaerocoryphe*? *elliptica* (Lu, 1975) do Darriwiliano de Xinjiang, China, poderia pertencer a *Actinopeltis*, pela presença de S2 glabelar (o qual, no entanto, também está presente em *Hemisphaerocoryphe*). Zhou & Zhou (2008) consideraram a espécie pertencente a *Hemisphaerocoryphe* mas a análise filogenética de Congreve & Lieberman (2010) demonstrou que a presença da espécie chinesa neste género provoca parafilia. Congreve & Lieberman (2010) excluíram a espécie da análise por considerarem conhecer-se somente o cranídio, mas Chen & Zhou (2002, p. 222, pl. I, figs. 2, 13,14; pl. II, fig. 6) descreveram e figuraram o tórax e pigídio de material que consideraram conspecífico dos cranídios descritos por Lu (1975). As figuras não permitem uma boa observação do pigídio, mas a descrição dos autores indica a presença de três anéis raquidiais, uma peça terminal triangular e três pares de pleuras pigidiais: o par anterior mais comprido e o posterior bastante curto. Esta estrutura coincide com a diagnose de *Hemisphaerocoryphe*. Embora Chen & Zhou (2002) não façam qualquer referência a este caracter, é possível observar fileiras de perfurações na banda interna das pleuras torácicas (op. cit., pl. II, fig. 6). Este caracter, como referido anteriormente, está presente em Eccoptochilinae e *Actinopeltis* mas não é comum em Deiphoninae. É possível que a espécie *Hemisphaerocoryphe*? *elliptica* seja representante de um novo género. Hammann & Leone (2007) identificaram um cranídio como *Actinopeltis* n. sp. (op. cit., pp. 57-58, est. 45, fig. 11) e um pigídio como *Actinopeltis* sp. (op. cit., p. 58 est. 44, fig. 3), ambos procedentes do Kralodvoriano (Katiano superior da escala global) da Sardenha. Neste contexto, apenas a descoberta de mais espécimes poderá permitir efetuar mais considerações do que as já discutidas por estes autores.

Observações. A atribuição subfamiliar do género *Actinopeltis* tem sido controversa ao longo dos principais trabalhos que focaram a família Cheiruridae. Lane (1971) considerou-o pertencente a Cheirurinae (a qual incluía os cyrtometopíneos também) enquanto Přibyl *et al.*

(1985) enquadraram-no em Cyrtometopinae. Pärnaste (2003, 2004a, 2004b) apresentou diferentes propostas, mas todas excluíram *Actinopeltis* de Cheirurinae. Estas propostas incluíram o género ou em Deiphoninae (no caso desta subfamília incluir os cyrtometopíneos) ou em Cyrtometopinae (no caso dos cyrtometonídeos serem considerados independentes a nível subfamiliar), com Pärnaste (2003) a sublinhar a necessidade de testar a validade de Cyrtometopinae. Mais recentemente, e no âmbito de uma revisão filogenética da família Cheiruridae, Congreve & Lieberman (2010) consideraram *Actinopeltis* um representante basal de Deiphoninae. A glabela bulbosa e a ausência de sulcos pleurais torácicos justificaram a atribuição subfamiliar destes autores. No entanto, é importante referir a presença de fileiras de perfurações na parte interna das pleuras torácicas de *Actinopeltis*, ainda que muito pouco proeminentes. Este caracter está presente em todos os eccoptochilíneos e em outros cheiruríneos, mas não foi descrito em Deiphoninae. Adicionalmente, Adrain (1998) considerou que as fileiras de perfurações poderão ser a retenção de um sulco pleural, mas que este caracter é certamente plesiomórfico. Este caracter (quer sobre a forma de sulco, quer sobre a forma de fileiras de perfurações) não deverá ser relevante a nível subfamiliar. Relativamente à forma bulbosa da glabela de *Actinopeltis*, é possível que Congreve & Lieberman (2010) estejam a sobrevalorizar este caracter que consideramos possa ser homoplástico. Outra das diferenças entre Deiphoninae e *Actinopeltis* é o número de segmentos torácicos. Os deiphoníneos têm tipicamente nove segmentos torácicos, face a 11 na maioria das espécies de *Actinopeltis*. Se se considerar a interpretação de Pärnaste (2003) de que o segmento mais anterior do pigídio de *Actinopeltis* é um segmento neoténico do tórax, este número – 11 – é já pedomórfico em relação a 12 segmentos da sua forma basal. Curiosamente, 12 é o número de segmentos torácicos de *Valongia* Přibyl & Vaňek, 1984, um género monospecífico considerado por Tauber *et al.* (1997) como sendo um subgénero de *Actinopeltis*, mas válido a nível genérico nas mais recentes referências ao taxon (e.g. Jell & Adrain, 2002; Guy & Lebrun, 2010; Rábano *et al.*, 2014). Face ao número de segmentos torácicos e convexidade glabelar distintas de ambos, caracteres que usualmente têm valor genérico dentro de Cheiruridae, considera-se neste trabalho que *Valongia* é um género distinto de *Actinopeltis*. O facto de *Valongia* ser apenas conhecida no Dobrotiviano português e de *Actinopeltis* ter o seu registo mais antigo no Berouniano do Domínio Europeu peri-Gondwânico, juntamente com as semelhanças morfológicas e retenção de um segmento torácico no pigídio de *Actinopeltis*, sugerem que este género poderá estar diretamente relacionado a nível filogenético com *Valongia*. Esta relação foi já referida por Přibyl *et al.* (1985) e poderá ajudar a compreender a evolução desta linhagem e a relação destes taxa com Cyrtometopinae, Eccoptochilinae e Deiphoninae. Neste trabalho, considera-se *Actinopeltis* como um membro da subfamília Cyrtometopinae. O exposto anteriormente, a semelhança da estrutura hipostomal de *Cyrtometopus* e *Actinopeltis*, já posta em manifesto por Přibyl *et al.* (1985), e a constrição das pleuras torácicas de *Actinopeltis* fazem desta atribuição a mais coerente no estado atual do conhecimento da família Cheiruridae.

Kielan (1960) reviu as espécies checas de *Actinopeltis* e sugeriu uma tendência evolutiva desde a mais antiga, *Actinopeltis completa*, até *A. insocialis*, em que morfologicamente a glabela se torna mais convexa, as espinhas genais mais curtas, as espinhas pleurais menos pontiagudas e as espinhas pigidiais mais largas. No entanto, a autora refere que algumas

espécies parecem não seguir esta tendência. De facto, não se reconhece esta tendência no material português e espanhol. A tendência reconhecida por Kielan (1960) poderá ser válida, o que poderia inferir uma evolução isolada do género por regiões geográficas limitadas, após a expansão da sua distribuição ocorrida possivelmente no início do Berouniano. Por seu lado, Shaw (2000) considerou que as cinco espécies de *Actinopeltis* reconhecidas na Formação Králův Dvůr do Kralodvoriano da República Checa deverão ser maioritariamente sinonimizadas entre si e, por prioridade nomenclatural, designarem-se *A. carolialexandri*. Além desta espécie, considerou válida apenas *A. insocialis* (*sensu* Barrande, 1852), do topo da Formação Králův Dvůr. Shaw (2000) baseou-se nas diferenças preservacionais dos moldes internos e externos, sendo o contorno das espinhas pigidiais de um mesmo espécime diferente mediante o tipo de molde. Neste trabalho, por uma questão de consulta, optou-se por manter na listagem de espécies do género todas as diferentes espécies de *Actinopeltis* reconhecidas pelos autores anteriores na Formação Králův Dvůr (e.g. Barrande, 1852, 1872; Kielan, 1960; Přibyl *et al.,* 1985), embora assinale os possíveis sinónimos com dúvida, já que a proposta de Shaw (2000) parece coerente.

Um detalhe importante referido por Shaw (2000) é a variação no número de segmentos torácicos entre alguns espécimes holaspides de *Actinopeltis* da Formação Králův Dvůr. O holótipo de *A. carolialexandri* apresenta 10 segmentos torácicos e o holótipo de *A. barrandei* provavelmente apenas nove. A maioria dos espécimes, à semelhança das restantes espécies do género, apresenta 11 segmentos. Também Přibyl *et al.* (1985) referiram que *Actinopeltis* apresenta 10 ou 11 segmentos torácicos. Não se pode excluir a eventual existência de segmento/os preservado/os sob outro/os segmento/os. Pärnaste (2003) refere também a presença de apenas 10 segmentos torácicos no holótipo de *A. carolialexandri*, mas considera este espécime um juvenil. De todas as formas, a redução do número de segmentos torácicos parece seguir a tendência típica da eventual linhagem *Valongia-Actinopeltis,* proposta por Přibyl *et al.* (1985), sendo o pedomorfismo um processo evolutivo comum nas trilobites. Outro detalhe importante resultante do trabalho de Shaw (2000) é o facto de entre os espécimes de *Actinopeltis* da Formação Králův Dvůr, os que ocorrem nos "paleocarbonatos do topo da formação" (considerados pelo autor *A. insocialis*) se distinguirem pela presença de pontas pigidiais muito mais arredondada e largas. A variabilidade morfológica reconhecida para o género na Formação Králův Dvůr (Kielan, 1960; Shaw, 2000) poderia por isso estar relacionada com adaptações ecológicas, mostrando estes organismos variações morfológicas em função do ambiente. Esta interpretação foi efetuada também por Přibyl *et al.* (1985), que reconheceram mudanças morfológicas a nível dos extremos distais das espinhas pleurais pigidiais de vários cheirurídeos. Também a ornamentação muito variável, desde formas lisas a espécimes com tubérculos grandes, foi interpretada por estes autores como resultado de adaptações ambientais, nomeadamente à granularidade do sedimento.

De entre as 12 espécies válidas atualmente atribuídas a *Actinopeltis* (ver listagem acima), consideramos existirem dois grupos distintos que se diferenciam pela convexidade glabelar, lóbulos L2 e L3, ornamentação e, possivelmente, presença/ausência de fileiras transversais de perfurações na parte interna das pleuras torácicas. Um dos grupos (grupo-*carolialexandri*) está constituído por *Actinopeltis carolialexandri, A. globosa, A. iglesiana, A. insocialis, A.*

meneghinii, *A. rivanol*, *A. spjeldnaesi* e *A. tejoensis*. Este grupo morfológico caracteriza-se por uma convexidade glabelar muito mais pronunciada (sag. e tr.), S2 e S3 mais estreitos (tr.) e menos profundos, tipicamente não visíveis em vista dorsal, ornamentação constituída por tubérculos de dimensões muito pequenas ou superfície lisa e presença de fileiras transversais de perfurações na parte interna das pleuras torácicas. O outro grupo (grupo-*completa*) está representado por *Actinopeltis completa*, *A. bocagei*, *A. dissimilis* e *A. vercingetorix* e caracteriza-se por apresentar uma convexidade glabelar pouco pronunciada (sag. e tr.), com glabela apenas ligeiramente sobreposta ao bordo anterior em vista dorsal ou não sobreposta de todo, sulcos S2 e S3 transversais, moderada a fortemente marcados, quase tão largos (tr.) como S1 e visíveis em vista dorsal, ornamentação glabelar tuberculada e ausência de fileiras transversais de perfurações na parte interna das pleuras torácicas. *A. vercingetorix* é muito pouco conhecida, o que dificulta a sua distinção da espécie estratigraficamente mais antiga *A. completa*. Přibyl & Vaněk (1969), aquando da definição da espécie *A. vercingetorix*, distinguiram-na de *A. completa* por apresentar uma glabela mais esférica e mais estreita e um sulco pré-occipital mais profundo e amplo. De entre outras diferenças enumeradas, como espinhas genais mais curtas, os dois espécimes de *A. vercingetorix* figurados não preservam esta estrutura para comparação. Os autores consideraram obviamente que *A. completa* é um precursor de *A. vercingetorix*, motivo pelo qual são tão próximas morfologicamente. O facto é que após o trabalho em que foi definida, *A. vercingetorix* não voltou a ser figurada nem são conhecidos mais espécimes. Adicionalmente, a ilustração (op. cit., texto-fig. 3) que acompanha a descrição da nova espécie não está bem conseguida, dado que não demonstra uma das diferenças supostamente mais marcantes (o sulco occipital mais amplo e profundo).

Uma análise a nível de espécie da subfamília Cyrtometopinae poderá permitir averiguar qual o valor taxonómico deste conjunto de caracteres e a eventual necessidade de separação a nível genérico dos grupos aqui considerados. No presente estado do conhecimento e para evitar gerar um caso de parafilia, optou-se por atribuir os dois conjuntos de espécies a *Actinopeltis*, embora com dúvida para o grupo-*completa* (os caracteres cefálicos deste grupo denotam também afinidade com o género *Pseudosphaerexochus* Schmidt, 1881). O facto das espécies aqui diferenciadas a nível de morfogrupo partilharem a mesma estrutura pigidial, parte somática essencial na classificação genérica de Cheiruridae, e de ao longo das últimas décadas a sua atribuição genérica ter permanecido estável, justifica esta decisão.

Morfogrupo-*carolialexandri*

***Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991**

(Est. 74, Figs. A-H; Est. 75, Figs. A-J; Est. 76, Figs. A-F)

v *1908 Cheirurus* sp. n. aff. *gryphus* – Delgado, p. 80
v 1985 *Actinopeltis tejoensis* Romano (*in prep.*) – Young, p. 414, est. 50, figs. 15-17
*v 1991 *Actinopeltis tejoensis* sp. nov. – Romano, pp. 348, 350-351; est. 3, figs. 7, 11, 14-16; text-fig. 5
1992 Actinopeltis tejoensis Romano 1991 – Hammann, p. 102
1995 Actinopeltis tejoensis – Romão *et al.*, p. 124
1997 Actinopeltis (Actinopeltis) tejoensis – Tauber *et al.*, p. 7

2000 Actinopeltis tejoensis – Romão, quadro 2.4
2005 Actinopeltis tejoensis – Sá, p. 353
p 2010 *Actinopeltis tejoensis* Romano 1980 – Guy & Lebrun, pp. 74, 75, 77 (*non* PMGT-0128, p. 75, = *Eccoptochile clavigera*)
2011 Actinopeltis tejoensis – Sá *et al.*, p. 18

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de carapaça incompleta (MG225a e MG225b, figurado por Romano, 1991, est. 3, figs. 11, 14-16).

Material. Sete carapaças (moldes internos: CMP0206a; CMP207a; CMP208a; CMP0218a; CMP0313-2; CMP0316; CMP0356/moldes externos: CMP0206b; CMP208b; CMP0218-b); cinco cefalões (moldes internos: MGUTAD15015; MGUTAD15396a; CMG0141; CMP0211/moldes externos: MGUTAD15014; MGUTAD15396b); três cranídios (moldes internos: MGUTAD15210; CMG0059; CMG0129; CMP0211); dois cefalotórax (moldes internso: CMG0100; CMP0313-1); dois toracopigídios (moldes internos: CMG0115; CMP0311a/molde externo: CMP0311b); três pigídios (molde interno: CMP0314/moldes externos: MGUTAD15212; CMG0112), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Diagnose. (modificada de Romano, 1991, p. 348) Uma espécie de *Actinopeltis* com a glabela muito inflada e paraticamente esférica; espinhas genais com cerca de 50% do comprimento glabelar (sag.); olhos situados posteriormente, opostos a S1 e L2; L1 muito reduzidos, subcirculares, isolados da restante glabela; S2 e S3 impercetíveis. Superfície glabelar ornamentada por grânulos equidimensionais dispostos homogeneamente e bordos posterior, lateral e espinha genal ornamentados por grânulos de menores dimensões; fixigenas e librigenas ornamentadas por fossetas. Pigídio com quatro pares de pleuras suavemente pontiagudas, caracterizado por um quarto par curto (cerca de metade do comprimento das restantes espinhas, embora variável), sendo o terceiro par o que se estende mais posteriormente. Espinhas pleurais com ornamentação granular que se atenua nas regiões axiais pigidiais (anéis e parte proximal das espinhas).

Descrição. Ver Romano (1991).

Observações. De entre as espécies estabelecidas para este género, *A. tejoensis* apresenta mais semelhanças com *A. spjeldnaesi* Hammann, 1972, do Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior de Espanha. No entanto, Romano (1991) elencou como diferenças entre ambas as formas, uma posição mais posterior dos lóbulos oculares, referindo ainda a existência de L1 delimitados adaxialmente e de espinhas pigidiais menos divergentes em *A. tejoensis.* Posteriormente, Hammann (1992) e Guy & Lebrun (2010) discutiram a possibilidade de a espécie portuguesa ser conspecífica de *A. spjeldnaesi*, sendo que as diferenças cranidiais poderiam ser justificadas pela deformação. Neste trabalho considera-se que *A. tejoensis* é uma espécie válida, que se diferencia de *A. spjeldnaesi* pelos

pares S2 e S3 impercetíveis (nos espécimes espanhóis, mesmo com preservação débil, estes sulcos estão claramente mais marcados e são mais largos, tr.), pela ornamentação glabelar granular mais marcada, por apresentar lóbulos L1 individualizados e limitados adaxialmente e por apresentar espinhas pigidiais menos divergentes e mais encurvadas. As duas últimas diferenças tinham já sido indicadas por Romano (1991) e não se considera que sejam preservacionais em virtude de serem constantemente observadas no material estudado (incluindo o material tipo da espécie *A. spjeldnaesi*), mesmo em espécimes relativamente pouco deformados. Os caracteres glabelares (sobretudo os sulcos e lóbulos glabelares) permitem facilmente distinguir ambas as espécies.

O abundante material agora coletado e observado permitiu aumentar significativamente o conhecimento desta espécie, motivo pelo qual foi modificada e completada a sua diagnose. A forte ornamentação granular não se observa na maioria dos espécimes, motivo que se interpreta como preservacional. Como mencionado por Romano (1991, p. 351), o comprimento do quarto par de espinhas pigidiais é variável. A análise do material consultado demonstrou ainda que não só o comprimento das espinhas varia, como também a sua morfologia. Alguns espécimes apresentam as espinhas bastante curtas e orientadas com o seu eixo medial retilíneo e sagital. Outras, usualmente mais compridas que as anteriores, são arqueadas simetricamente, mimetizando a morfologia das restantes espinhas pigidiais. Não foi, no entanto, reconhecida nenhuma relação ontogenética de variação destas estruturas. Poderia ser expectável que em espécimes de maiores dimensões o quarto par de espinhas pigidiais fosse mais longo, no entanto tal relação ontogenética não foi reconhecida, pelo que a variação morfológica destas estruturas parece ser independente da ontogenia e um caso de variação intraespecífica.

História do estudo. Foi encontrado um único espécime de *A. tejoensis* nas coleções do Museu Geológico, entre o material estudado por Nery Delgado. O facto de faltar neste espólio parte significativa do material do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão estudado por este autor (de que são exemplo os illaenídeos e dalmanitídeos destes níveis) e de não ter havido oportunidade de rever os materiais depositados no LNEG (que encerra o restante material destas coleções), não permite averiguar se Nery Delgado teria à sua disposição mais exemplares deste taxon. No entanto, tendo em conta que optou pela identificação do único espécime como "*Cheirurus* sp. n. Delg. aff. *Ch. Gryphus,* Barr.", não lhe atribuindo um epíteto específico, é provável que fosse espécime único. Este foi o holótipo eleito por Romano (1991) e foi coletado a 26 de agosto de 1902. Depois de Delgado (1908), apenas Young (1985) reviu o material, definido posteriormente por Romano (1991), após a recolha de alguns espécimes adicionais. Atualmente existem várias dezenas de espécimes desta espécie provenientes do Membro Queixopêrra da região de Mação, distribuídos entre coleções públicas (MG, MGUTAD, MUHNAC) e particulares (CMG, CMP, CPMG). Os exemplares de *A. tejoensis* são frequentes na jazida CRG-FCP-1 da região de Mação, embora raros na jazida clássica de Nery Delgado (Pereiro, PER-FCP-1).

Actinopeltis cf. *spjeldnaesi* Hammann, 1972

(Est. 76, Figs. J-N)

v *1897 Cheirurus gryphus*, Barr. – Delgado, p. 28
v *1908 Cheirurus gryphus* Barr. – Delgado, p. 57

Material. Dez glabelas (moldes internos: MG167-1; MG167-2; MG168; MG2542; MG2846a; MG3253-1; MG3253-2; MG3253-3; MG3253-4; MG3422/molde externo: MG2846b); um pigídio (molde externo: MG30620 – remobilizado na *Formação Ribeira Cimeira*), originários da Formação Porto de Santa Anna (Buçaco).

Um cranídio (molde interno: MG30621a/molde externo: MG30621b), provenientes do Membro Poiares – Formação Ferradosa (Penacova).

Ocorrência. Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1; Cácemes, CAC-PSA-1, CAC-PSA-2; Galhano, ZUV-PSA-C4); Formação Ribeira Cimeira (Formação Porto de Santa Anna remobilizada) em Penacova (Covelo, COV-FRC-1); Membro Poiares, Formação Ferradosa, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), em Penacova (Hospital, HOS-MP-1), Portugal.

Descrição e observações. O material estudado, embora corresponda sobretudo a glabelas isoladas, assemelha-se em todos os caracteres preservados a *A. spjeldnaesi* do Membro "Lumaquelas Terminales" da Formação Bancos Mixtos de Espanha (Hammann, 1974, est. 12, figs. 200-207 e Hammann, 1976, est. 5, figs. 64, 65, 67, 68, *non* 66=*Eccoptochile* sp.). Neste sentido, destacam-se a forma dos lóbulos L1 em gota, não sulcados adaxialmente, os S2 e S3 bem marcados, transversais, um pouco mais estreitos (tr.) e mais superficiais que S1 e a convexidade glabelar sagital moderada. Um dos cefalões (MG167-1) preserva parte da fixigena, com o detalhe da fóssula hipostomal próxima de S3, estrutura não preservada no material-tipo (Hammann, 1974, 1976). O facto de o material disponível ser muito fragmentário justifica o uso de nomenclatura aberta. Um pigídio incompleto encontrado num nódulo da Formação Ribeira do Braçal (Hirnantiano) que litologicamente se corresponde com a Formação Porto de Santa Anna, corrobora esta atribuição, com o par posterior de espinhas pigidiais ligeiramente mais curto que o 3º par e com terminações, orientação e configuração de sulcos e apódemas coincidente com a descrição de *A. spjeldnaesi*.

Refira-se ainda que Hammann (1992) identificou *A.* cf. *spjeldnaesi* na Formação Caliza de Cistoideos (Kralodvoriano, Katiano superior da escala global). Embora o estado de preservação desse material não permita mais considerações, os espécimes assim classificados parecem ter uma glabela mais globosa e alargada (caracter já evidenciado por Hammann, 1992), S2 e S3 são indistintos (sendo evidentes em *A. spjeldnaesi*), a ornamentação granular glabelar é mais marcada (a maioria dos espécimes de *A. spjeldnaesi* parecem lisos ou muito suavemente granulados) e S1 parece ser mais pequeno. Entre o material português, a grande maioria dos espécimes provenientes da Formação Porto de Santa Anna são em todos os caracteres próximos de *A. spjeldnaesi* da Formação "Bancos Mixtos", ao passo que o único

espécime encontrado no Membro Poiares da Formação Ferradosa se parece aproximar mais de *A.* cf. *spjeldnaesi* da Formação Caliza de Cistoideos. Face à amostragem limitada e à débil preservação, o nosso material é aqui incluído sob a mesma designação e mantido em nomenclatura aberta. Contudo, tendo em conta as diferenças mencionadas e a especiação do género depreendida dos seus registos checos, sardos (ver Kielan, 1960; Shaw, 2000 e Hammann & Leone, 2007) e marroquinos (dados adquiridos durante o presente trabalho) é provável que os espécimes das formações Ferradosa e Caliza de Cistoideos correspondam a uma nova espécie.

História do estudo. Os espécimes aqui identificados como *A.* cf. *spjeldnaesi* provenientes da Formação Porto de Santa Anna foram anteriormente estudados apenas por Nery Delgado. Por algum motivo não foram incluídos nas revisões das trilobites desta formação efetuadas por Thadeu (1947) e Young (1985). Delgado (1897, 1908) considerou o material atribuível a *Cheirurus gryphus*, atualmente *A. carioalexandri* (sinonimizada por Shaw, 2000) da Formação Králův Dvůr do Kralodvoriano da República Checa, uma espécie a nível glabelar muito semelhante a *A. spjeldnaesi*, que se distingue sobretudo por pontas genais mais curtas e espinhas pigidiais mais curtas.

***Actinopeltis* sp. A**

(Est. 77, Figs. L-O)

- v 2005 *Actinopeltis* ? sp. n. – Sá, pp. 352-353, est. 48, fig. 20
- v *2010 Actinopeltis* ? sp. n. – Sá & Rábano, fig. 1
- v 2015c *Actinopeltis* sp. – Pereira *et al.*, p. 62, figs. 1e-f

Material. *Formação Chão do Amieiral (Moncorvo).* Um cranídio (molde interno: MGUTAD15150); duas glabelas (moldes internos: MGUTAD15157; TMC-VII-5 – figurado por Sá, 2005, est. 48, fig. 20 e Pereira *et al.*, 2015c, figs. 1e-f).

Ocorrência. Formação Chão do Amieiral, Torre de Moncorvo (Mós, TMC-VII) do Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Descrição e observações. *Actinopeltis* sp. está representada por três fragmentos cranidiais. Anteriormente, Sá (2005) e Sá & Rábano (2010) atribuíram com dúvida um dos três espécimes estudados ao género *Actinopeltis*. A margem posterior retilínea da glabela, a glabela mais longa (sag.) que larga (tr.), o S1 profundo, S2 visível em vista lateral e a librigena estreita (tr.) são caracteres comuns aos géneros *Sphaerocoryphe* e *Actinopeltis*. No entanto, um S2 moderadamente marcado sugere afinidade com o segundo taxon. Também os dados biostratigráficos e paleobiogeográficos destes dois taxa substanciam esta atribuição. Para o género *Actinopeltis,* apenas *A. tejoensis* é conhecida no Berouniano médio português. No entanto, não possui um S2 tão marcado e L1 está isolado (o que o diferencia do material de Moncorvo). Também as dimensões médias dos cranídios de Moncorvo parecem significativamente superiores às da espécie de Mação, embora variações dimensionais nem sempre sejam especificamente significativas. Para esclarecer a identidade, seria necessário

material mais completo proveniente da Formação Chão do Amieiral, sobretudo pigídios, peça essencial na sistemática de *Actinopeltis*. De todas as formas o material de Moncorvo não pertence a *A. tejoensis*, realidade que confirma a presença de uma outra espécie de *Actinopeltis* no Berouniano médio português.

Morfogrupo *completa*

Actinopeltis bocagei (Thadeu, 1947)

(Est. 78, Figs. A-O)

v *1897 Cheirurus bocagei*, sp. n. – Delgado, p. 28 (*nomen nudum*)
v *1897 Cheirurus* aff. *verrucosus*, Brögger– Delgado, p. 28
v *1897 Cheirurus* aff. *tumescens*, Barr. – Delgado, p. 28
v *1908 Cheirurus bocagei* sp. n. – Delgado, p. 57 (*nomen nudum*)
v *1908 Cheirurus* aff. *verrucosus*, Brögger– Delgado, p. 57
v *1908 Cheirurus* cf. *tumescens*, Barr. – Delgado, p. 57
*v1947 *Cheirurus* (?) *bocagei* Delgado – Thadeu, p. 228, est. III, fig. 1
v 1947 *Cheirurus* aff. *completus* Barrande – Thadeu, pp. 230-231, est. III, figs. 6-7
v 1947 *Cheirurus* aff. *verrucosus* Barrande – Thadeu, p. 231, est. III, fig. 8
1974 Cheirurus aff. *completus* – Hammann, p. 105
v 1985 *Pseudosphaerexochus* ? sp. A – Young, pp. 412-413, est. 50, figs. 9-14
2007 "Cheirurus aff. *completus* Barrande" – Hammann & Leone, p. 58
2007 "Cheirurus aff. *verrucosus* Bršgger" – Hammann & Leone, p. 58
p *2011* cheirurids – Sá *et al.*, p. 31

Etimologia. Espécie dedicada por Nery Delgado a José Vicente Barbosa du Bocage (1823-1907), zoólogo e político português que foi curador de zoologia do atual Museu Nacional de História Natural e da Ciência (Lisboa).

Lectótipo. (eleito neste trabalho) Molde interno e correspondente externo de carapaça quase completa (MG164a e MG164b, figurado por Thadeu, 1947, est. III, fig. 7 e Young, 1985, est. 50, fig. 14; Est. 78, Figs. A-C).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazidas LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Material. Duas carapaças incompletas (moldes internos: MG166-1, figurado por Young, 1985, est. 50, fig. 13; MG166-2, figurado por Thadeu, 1947, est. III, fig. 6 e Young, 1985, est. 50, fig. 12); cinco cranídios incompletos (moldes internos: MG169a, figurado por Thadeu, 1947, est. III, fig. 8 e Young, 1985, est. 50, fig. 9; MG2842-1; MG2842-2; MG2847-1; MG2847-2; /molde externo: MG169b); três pigídios (molde interno: MG171a, figurado por Young, 1985, est. 50, fig. 11; MG2844; MG2845/molde externo: MG171b, figurado por Thadeu, 1947, est. III, fig. 1 e Young, 1985, est. 50, fig. 10), todos provenientes da Formação Porto de Santa Anna (Buçaco).

Ocorrência. Apenas localidade-tipo.

Diagnose. Uma espécie de *Actinopeltis* com a glabela pouco inflada, não globosa; espinhas genais com cerca de 70% do comprimento glabelar (sag.); olhos situados posteriormente e opostos a L2; ramos posteriores da sutura facial transversais, subparalelos ao bordo posterior e ramos anteriores subsagitais, subparalelos aos sulcos dorsais; L1 subcirculares e S2 e S3 com o mesmo desenvolvimento transversal que S1. Pigídio com quatro pares de pleuras suavemente pontiagudas a arredondadas, com os extremos do terceiro par em linha transversal com os do quarto. Superfície cranidial, incluindo bordos, tórax e pigídio cobertos por tubérculos grandes, de dimensões semelhantes, dispostos em fileiras nos anéis e segmentos/pleuras torácicos e pigidiais.

Descrição. Cefalão de contorno subtriangular, com glabela moderadamente proeminente e convexa (sag. e tr.) e sobreposta à margem anterior, de contorno suboval em vista dorsal, sobrepondo-se ao bordo anterior; em perfil é fortemente arqueada anteriormente e mais suavemente na metade posterior. A máxima largura glabelar ocorre ao nível de L3, representando 90% do comprimento glabelar (sag.) incluindo anel occipital. Apresenta ainda três pares de lóbulos e sulcos glabelares laterais. S1 é profundo, correspondendo a 25% da largura glabelar (tr.) a esse nível, iniciando-se transversal no sulco dorsal e encurvando posteriormente na sua metade adaxial, não alcançando o sulco occipital. L1 são grandes, convexos (exsag. e tr.), de contorno subcircular e ocupando 20% do comprimento (sag.) glabelar. S2 são profundos, subtransversais, muito suavemente arqueados e quase tão largos (tr.) como S1. L2 subretangulares, moderadamente convexos (sag. e tr.). A distância exsagital entre S1 e S2 é aproximadamente igual à distância exagital entre S1 e o sulco occipital. S3 são subparalelos a S2, um pouco mais estreitos (tr.) que S1 e S2, representando cerca de 15% da largura glabelar medida a esse nível. L3 profundos, subretangulares, menos inflados que L1 e L2 mas mais compridos (exsag.), correspondendo a 25% do comprimento (sag.) glabelar. S3 situado em posição oposta oposto às fóssulas hipostomais pequenas e profundas. Sulco occipital profundo (mais superficial na sua zona central), amplo (sag.), ligeiramente arqueado anteriormente na sua porção medial. O anel occipital é proeminente, convexo (sag. e tr.), um pouco mais comprido (sag.) na sua porção medial e com as terminações abaxiais ligeiramente curvadas em sentido anterior. Os sulcos dorsais são profundos, estreitos e subretilíneos, divergindo até ao limite anterior da glabela em vista dorsal, onde se conectam com o sulco do bordo anterior. As áreas genais são subtriangulares, suavemente convexas (sag. e tr.), com cerca de 1/3 da largura cefálica medida ao nível dos lóbulos palpebrais. Os ramos posteriores da sutura facial são subtransversais, em linha com S1, cortando o bordo lateral de forma ligeiramente oblíqua. Os ramos anteriores da sutura facial apresentam orientação exsagital, sendo ligeiramente convergentes em sentido anterior. O lóbulo palpebral é grande e um pouco elevado, oposto a L2 e ligeiramente mais curto (tr.) que este, limitado por sulcos palpebrais moderadamente marcados. As superfícies visuais são compostas por poucas centenas de pequenas lentes holocroais. Fixigenas com parte anterior estreita (tr.). Bordo posterior amplo (exsag.), convexo, aumentando de comprimento abaxialmente e limitado por um sulco transversal retilíneo moderadamente profundo. A librigena é alongada, com sulco lateral amplo, moderadamente profundo e convexo, ocupando o bordo lateral cerca de 1/3 da largura librigenal. Bordo anterior estreito (sag.), convexo, subretilíneo a ligeiramente curvado para diante, formando um ângulo claro (110º-120º) com os bordos laterais, onde é mais largo.

Lóbulos laterais e posterior aumentando no canto genal, prolongando-se numa espinha genal pontiaguda e de secção subcircular, dirigida para fora e com comprimento aproximado de 70% do comprimento sagital glabelar. . Toda a superfície cefálica está coberta por tubérculos grandes, de dimensões semelhantes. Na glabela estes tubérculos têm uma disposição aleatória, com um espaçamento regular entre eles e aproximadamente igual ao diâmetro da maioria e intercalação de alguns tubérculos muito mais pequenos. Nos bordos posterior e lateral e nas fixigenas há uma certa orientação em fileiras irregulares transversais. Na zona posterior fixigenal há uma fileira transversal irregular de perfurações (cerca de 6-8), disposta paralelamente ao sulco posterior.

Hipostoma desconhecido.

Tórax com 11 segmentos. Sulcos dorsais bem marcados, profundos, retilíneos. Ráquis torácica convexa (tr.), diminuindo gradualmente de largura em direção posterior, a uma taxa que se mantém aproximadamente constante (a largura do último anel raquidial corresponde a cerca de 65% da largura do primeiro anel). Anéis raquidiais subretangulares, separados por sulcos articulares moderadamente profundos e amplos (tr.), com zona medial arqueada anteriormente e cantos anterolaterais ligeiramente encurvados para diante. Pleuras subretangulares, não sulcadas, com extremos distais pontiagudos e encurvando em direção posterior. Dobra pleural estende-se até um pouco mais de metade do comprimento (tr.) total da pleura. Superfície torácica (anéis e pleuras) ornamentados por tubérculos de dimensões ligeiramente inferiores aos cefálicos. Os tubérculos estão geralmente dispostos em linhas transversais irregulares (uma fileira principal por pleura e anel).

Pigídio de contorno subelíptico (incluindo espinhas), com comprimento (sag.) correspondente a cerca de 45% da largura (tr.). Ráquis convexa, sobressaindo em perfil em relação às áreas pleurais aplanadas, de contorno parabólico invertido, ligeiramente mais comprida (sag.) que larga (tr.) (se incluído o meio-anel articular). A máxima largura raquidial situa-se ao nível do primeiro anel e corresponde a cerca de 28% da largura pigidial. Ráquis composto pelo anel articular, quatro anéis raquidiais curvados medialmente para diante e uma peça terminal pequena e suboval. Sulcos interanelares moderadamente profundos e amplos (sag.), tornando-se mais profundos abaxialmente e terminando em fossetas apodemais subcirculares. Peça terminal limitada anteriormente por duas fossetas apodemais subcirculares, dispostas lado a lado, começando de cada uma por um sulco pouco profundo, unindo-se ambos posteriormente. Sulcos interpleurais profundos, apresentando cerca de 40% da largura (tr.) total das áreas pleurais+espinhas. Quatro pares de espinhas pigidiais, com terminações arredondadas a grosseiramente pontiagudas, tornando-se mais curtas e mais direcionadas para trás do par mais anterior para o mais posterior. Os dois pares posteriores prolongam-se até mais atrás que os dois anteriores, estando as pontas do último par praticamente em linha transversal ou ligeiramente mais para diante que o terceiro par. As espinhas do último par são ligeiramente mais estreitas (tr.) que as restantes. Dobra pigidial estende-se pela largura total das espinhas e parte das áreas pleurais. Os indivíduos holaspides juvenis apresentam as espinhas pigidiais com pontas lanceoladas. Superfície pigidial ornamentada por tubérculos da mesma dimensão dos torácicos, que se dispõem em linhas transversais irregulares (uma fileira por anel e pleura/espinha). Em indivíduos holaspides grandes contabiliza-se um total de oito

tubérculos na pleura+espinha anterior, quatro tubérculos na pleura+espinha posterior, seis tubérculos no anel mais anterior e 2-3 no último anel. Não foi possível observar a dobra pigidial completa, mas esta estende-se pelo menos até à parte interna das áreas pleurais.

Observações. De entre as espécies de *Actinopeltis* do morfogrupo-*completa*, *A. bocagei* distingue-se de *A. completa* das formações Letná e Libeň do Berouniano inferior (Sandbiano) e de *A. vercingetorix* da Formação Vinice do Berouniano médio (Sanbiano superior/Katiano inferior) (Přibyl & Vaněk, 1969, pp. 369-370, est. 1, fig. 8, est. 2, figs. 7-9; texto-fig. 3), ambas da República Checa, por possuir uma fixigena mais curta (exsag.), limitada por um ramo posterior da sutura facial subtransversal e, por conseguinte, posicionamento do lóbulo palpebral mais posterior. Adicionalmente distingue-se pela ornamentação fixigenal característica (fileira transversal de fossetas intercalada em grânulos), S2 e S3 ligeiramente mais largos (tr.) e espinhas pigidiais mais largas (tr.), com extremos distais menos pontiagudos e ornamentação característica de fileiras mediais de 4-6 grânulos. Distingue-se também de *A. dissimilis* do Katiano superior do Turquestão e Cazaquistão (Abdullaev, 1970, p. 43, est. IV, fig. 5, 6; Petrunina *in* Repina *et al*., 1975, 214-216, est. 44, figs. 1-5, 8-14), por apresentar uma ornamentação distinta (cefalicamente possui grânulos também nas áreas genais e apenas uma fileira transversal de fossetas, sendo que a espécie asiática apresenta a área genal ornamentada somente por fossetas não ordenadas; pigidialmente apresenta ornamentação por fileiras de grânulos enquanto a espécie asiática apresenta ornamentação granular homogénea), espinhas pigidiais mais largas, fixigenas mais curtas (exsag.) com os olhos em posição posterior (opostos a L2 sendo que em *A. dissimilis* se posicionam opostos a S2/L3).

História do estudo. Os primeiros espécimes de *Actinopeltis bocagei* foram coletados em outubro de 1871, numa importante campanha realizada na jazida da Vinha de Leira Má (Louredo) que permitiu recolher a maioria do material conhecido de trilobites da Formação Porto de Santa Anna. Em Março de 1877, outros espécimes foram recolhidos no mesmo local. Nery Delgado atribuiu o material aqui identificado como *A. bocagei* a três taxa distintos: *Cheirurus* cf. *tumescens, Cheirurus* aff. *verrucosus* e *Cheirurus bocagei* n. sp. Os fósseis de carapaças completas foram aproximados a *Cheirurus tumescens* Barrande, 1852 (*Cheirurus* aff. *tumescens* em Delgado, 1897 e *Cheirurus* cf. *tumescens* em Delgado, 1908), existindo etiquetas associadas com a indicação da consulta das figuras do trabalho de Barrande. O facto de Nery Delgado ter alterado a nomenclatura aberta de "aff." em 1897 para "cf." em 1908 parece indicar que considerou posteriormente que os espécimes portugueses poderiam efetivamente pertencer à espécie checa. *Cheirurus tumescens* é hoje considerado um sinónimo júnior de *Eccoptochiloides scuticauda* Barrande, 1846 (incluída erroneamente em *"Eccoptochile"* por Gapp *et al*., 2012). O material português distingue-se de *Eccoptochiloides scuticauda* por apresentar 11 e não 10 segmentos torácicos, ornamentação constituída por grandes tubérculos, glabela mais arredondada e estreita anteriormente e configuração pigidial distinta. Os cranídios isolados foram atribuídos a *Cheirurus* aff. *verrucosus* Brögger, 1882, atualmente incluída no género *Hemisphaerocoryphe* Reed, 1896 e com uma configuração pigidial muito distinta de *A. bocagei*, somente 10 segmentos torácicos e uma glabela mais inflada e com sulcos S2 e S3 menos marcados. Não é possível saber os motivos que levaram

Nery Delgado a atribuir os cranídios isolados a uma espécie distinta daquela a que atribuiu as carapaças completas. Por fim, os pigídios isolados foram atribuídos pelo autor à nova espécie *Cheirurus bocagei* (apenas validada por Thadeu, 1947) a qual, em etiquetas, aproximou a *Cheirurus insignis* Beyrich, 1845 (a espécie-tipo do género *Cheirurus*). Esta aproximação deverá ter-se baseado sobretudo na ornamentação tuberculosa, dado que *C. insignis* é muito distinta de *A. bocagei* nos restantes caracteres. O facto dos fósseis de carapaças completas de *A. bocagei* apresentarem uma preservação pigidial débil poderá ter contribuído para Nery Delgado não ter considerado este material conspecífico. O material foi novamente estudado apenas cinquenta anos depois por Thadeu (1947). Este autor manteve as designações de Delgado (1908) para *Cheirurus bocagei* e *C. verrucosus* (embora com interrogação para a atribuição genérica do primeiro), mas considerou o material atribuído anteriormente a *Cheirurus* cf. *tumescens* mais próximo (embora distinto) de *Cheirurus completus* Barrande, 1852. Esta espécie é atualmente atribuída ao género *Actinopeltis* e é efetivamente mais próxima de *A. bocagei*, como anteriormente discutido. Thadeu (1947) descreveu e figurou o único pigídio (MG216) que encontrou sob a designação de *Cheirurus bocagei* nas coleções do Museu Geológico do LNEG, tornando esta espécie válida.

Posteriormente, Hammann (1974) comentou que o espécime identificado e figurado como *Cheirurus* aff. *completus* por Thadeu (1947) apresenta grande semelhança com *Actinopeltis vercingetorix*. O último autor a estudar o material de *Actinopeltis bocagei* foi Young (1985), que considerou que os espécimes atribuídos por Nery Delgado e Décio Thadeu a três taxa distintos são conspecíficos, classificando-os como *Pseudosphaerexochus* ? sp. A, embora tenha admitido que a configuração torácica e pigidial são típicas do género *Actinopeltis*. O facto de a glabela ser pouco inflada fê-lo optar pela atribuição a *Pseudosphaerexochus* (caracter aqui diferenciado pelo morfogrupo-*completa*). À semelhança de Hammann (1972), aproximou o material português a *A. vercingetorix* (neste trabalho considerada um possível sinónimo de *A. completa*, à qual já Décio Thadeu tinha aproximado os espécimes portugueses). Por fim, Hammann & Leone (2007) comentaram que *C.* aff. *verrucosus* e *C.* aff. *completus*, figurados por Thadeu (1947), apresentam forte tuberculação, podendo representar uma única espécie de *Actinopeltis*, opinião corroborada neste trabalho.

À semelhança de outras trilobites do Ordovícico Superior português, estes cheirurídeos têm permanecido desconhecidos nos trabalhos de revisão da Família Cheiruridae.

? Género *Actinopeltis* Hawle & Corda, 1847

Observações. *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. apresenta um conjunto de caracteres que aproximam os seus espécimes de géneros como *Valongia*, *Actinopeltis*, *Pateraspis* Prantl & Přibyl, 1947, *Pseudosphaerexochus* Schmidt, 1881, *Stubblefieldia* Prantl & Přibyl, 1947 ou *Skelipyx* Lane, 1971, parecendo indicar que a afinidade deste taxon se enquadra em Cyrtometopinae. Porém alguns caracteres recordam também Cheirurinae ou mesmo Eccoptochilinae (nomeadamente *Placoparina* Whittard, 1940). Optou-se por atribuir tentativamente a espécie a *Actinopeltis*, sendo, porém, esta atribuição efetuada com dúvida.

***Actinopeltis*? *henrotayi* n. sp.**

(Est. 79, Figs. A-C; Est. 80, Figs A-F; Est. 81, Figs. A-C)

? *1908 Cheirurus* sp. (voyer *Ch. globosus* Barr.) – Delgado, p. 80
? *1908 Cheirurus (Eccoptochile) sedgwicki* McCoy – Delgado, p. 80
? *1908 Cheirurus* cf. *insocialis* Barr. – Delgado, p. 80

Etimologia. Espécie dedicada a Michel Henrotay (Romsée, Bélgica), colecionador cujo trabalho desenvolvido na região de Mação permitiu a recolha do espécime aqui designado holótipo que permitiu esclarecer a identidade de vários outros espécimes.

Holótipo. Molde interno de carapaça incompleta (CMH001; Est. 79, Figs. A-C).

Localidade-tipo e horizonte. Jazida CRG-FCP-1, Carregueira, Mação; Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio.

Paratipos. Três carapaças incompleta (molde interno: CMP0209a; CMP0315a; CMP0317/moldes externos: CMP0209b, CMP0315b); dois pigídios (molde interno: CMG0111/molde externo: MGUTAD15212), provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Actinopeltis* com a glabela pouco inflada, não globosa; espinhas genais curtas (exsag.), alcançando apenas o segundo segmento torácico; olhos situados opostos a L2; ramos posteriores da sutura facial transversais até cruzar o sulco de bordo lateral, abaxialmente ao qual curvam ligeiramente em sentido posterior; ramos anteriores subsagitais, subparalelos aos sulcos dorsais; L1 e L2 subretangulares, com aproximadamente a mesma largura (tr.), sendo L2 ligeiramente mais longo (exsag.); S1 e S2 com a mesma largura e subtransversais. O tórax está constituído por 11 segmentos torácicos. Pigídio com quatro pares de pleuras suavemente pontiagudas a arredondadas, com os extremos do terceiro par em linha transversal com os do quarto; peça terminal subtriangular, com prolongamento desenvolvido entre o quarto par de pleuras. Superfície cranidial, incluindo bordos, tórax e pigídio cobertos por tubérculos muito pequenos, de dimensões semelhantes; genas ornamentadas por fossetas numerosas.

Descrição. Cefalão de contorno subtriangular, com glabela moderadamente proeminente e convexa (sag. e tr.) e ligeiramente sobreposta à margem anterior, de contorno suboval; em perfil é fortemente arqueada anteriormente e mais suavemente na metade posterior. A máxima largura glabelar ocorre ao nível de L3. Apresenta três pares de lóbulos e sulcos glabelares laterais. S1 é profundo, correspondendo a 33% da largura glabelar (tr.) a esse nível, tendo um traçado transversal. L1 são grandes, convexos (exsag. e tr.), de contorno subcircular a subquadrangular. S2 semelhantes a S1 no traçado transversal e na profundidade, definindo L2 subretangulares, ocupando cerca de 1/4 da largura glabelar (tr.) a esse nível e sendo um pouco

mais longos (exsag.) do que L1. S3 não preservado no material estudado. Sulco occipital profundo, amplo (sag.), ligeiramente arqueado anteriormente na sua porção medial. O anel occipital pouco proeminente, com comprimento (sag.) aproximadamente constante em toda a sua largura.

Os sulcos dorsais são profundos, estreitos e subretilíneo. As áreas genais são subtriangulares, suavemente convexas (sag. e tr.), com cerca de 1/3 da largura cefálica medida ao nível dos lóbulos palpebrais. O lóbulo palpebral é elevado e curto (exsag.). Bordo posterior amplo (exsag.), limitado por um sulco transversal retilíneo moderadamente profundo e também amplo, conectando-se com o sulco lateral librigenal. A librigena é alargada (tr.), ligeiramente subtriangular (mais longa, exsag., no seu extremo adaxial), com sulco lateral amplo, moderadamente profundo e convexo. Bordo anterior não preservado.

Estruturas ventrais desconhecidas.

Tórax com 11 segmentos. Sulcos dorsais bem marcados, profundos, retilíneos. Ráquis torácica convexa (tr.), quase mantendo a sua largura posteriormente (a diminuição torna-se apenas evidente a partir do 7-8º segmento, sendo apenas de cerca de 20%).

Pigídio de contorno subelíptico (incluindo espinhas), com comprimento (sag.) correspondente a cerca de 45% da largura (tr.). Ráquis convexa, sobressaindo em perfil em relação às áreas pleurais aplanadas, de contorno parabólico invertido, ligeiramente mais comprida (sag.) que larga (tr.) (se incluído o meio-anel articular). Ráquis composto pelo anel articular, quatro anéis raquidiais curvados medialmente para diante e uma peça terminal pequena e subtriangular que se prolonga posteriormente podendo alcançar o primeiro quarto do comprimento do 4º par de espinhas pleurais. Peça terminal limitada anteriormente por duas fossetas apodemais subcirculares, dispostas lado a lado.

Observações. Delgado (1908) identificou cinco cheirurídeos no Membro Queixopêrra: *Cheirurus claviger* (=*Eccoptochile clavigera* neste trabalho), *Cheirurus* sp. n. aff. *gryphus* (=*Actinopeltis tejoensis* neste trabalho), *C.* cf. *insocialis* (atualmente atribuída ao género *Actinopeltis*), *C. (Eccoptochile) sedgwicki* (atualmente espécie-tipo do género *Placoparina*) e *C.* sp. voyez *Ch. globosus* (atualmente atribuída ao género *Actinopeltis*). Infelizmente, o material de Cheiruridae de Mação de Nery Delgado está em parte incerta, não sendo possível confirmar a que morfotipos o autor se referia nas identificações dos três últimos taxa mencionados. Estas identificações diriam respeito certamente a espécimes conspecíficos do material aqui identificado como *Actinopeltis? henrotayi* n. sp.

Os espécimes CMP0314, CMP0317, CMH001 e MGUTAD15212 (Ests. 79, 80) apresentam uma estrutura pigidial muito próxima de *Actinopeltis,* mas com o quarto par de pleuras pigidiais do mesmo comprimento e com as terminações distais em linha transversal com as do terceiro par de pleuras e com uma peça terminal pós-raquidial que chega a gerar uma pequena pseudoespinha mediana entre o último par de pleuras pigidiais. Esta estrutura é coincidente com a dos exemplares de *Valongia* referenciados no Ordovícico Médio de Portugal. Este género, porém, apresenta 12 segmentos torácicos (um mais do que *A.? henrotayi*) e a

interpretação de que será um antecessor de *Actinopeltis* (Přibyl *et al.*, 1985) pode justificar a presença deste caracter como plesiomórfico.

A nível cefálico, a área genal é maior que em *Actinopeltis* e, possivelmente, também maior que em *Valongia wattisoni* Curtis, 1961 (em relação ao tamanho da glabela), sem evidências de lóbulo palpebral na sua região posterior. A morfologia glabelar poderia assemelhar-se a *Actinopeltis* e dentro do morfogrupo-*completa* (o que poderia justificar uma das identificações de Delgado (1908) – "*Cheirurus* sp. voyez *Ch. Globosus*"), com lóbulo L1 grande, oposto à região mais posterior fixigenal. S2 e S3 observam-se no contacto com o sulco dorsal do lado direito. A estrutura glabelar poderia aproximar estes espécimes mais de *Pseudospherexochus*, ou mesmo de *Placoparina* (que justificaria a identificação de Delgado de "*Ch. Sedgwicki*"). Curiosamente, os espécimes de *Valongia* da Formação Valongo tinham sido identificados pelo autor (Delgado, 1908, p. 106) como *Cheirurus* sp. n. (aff. *Ch. sedgwicki*), o que estaria de acordo com a aproximação do material aqui designado *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. a *Valongia*. No que diz respeito ao pigídio CMG0111 (Est. 81, Fig. A), a peça terminal raquidial prolonga-se numa estrutura curta (sag.), subtriangular, recordando a morfologia de *Cheirurus*, do Silúrico (ainda que os restantes sulcos pigidiais não coincidam). Esta estrutura exagerada poderá ser apenas resultado da compactação da peça terminal dos quatro espécimes anteriormente descritos. O espécime CMP0209 (Est. 80, Figs. C,D,F) apresenta uma fratura na região raquidial do pigídio, dificultando a correta interpretação da morfologia. A nível cefálico, a parte genal é do tipo *Valongia* e *Actinopeltis*, mas a glabela apresenta um L1 grande, semelhante ao observado nos espécimes anteriores. A estrutura pigidial recorda a do género *Pateraspis* Prantl & Přibyl, 1947, com as espinhas pigidiais muito divergentes, finas e longas.

Cyrtometopinae indet.

(Est. 81, Figs. D-G)

Material. Um cranídio incompleto (molde interno: MG30571), recolhido na Formação Porto de Santa Anna.

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (topo), Katiano superior (Ka4, Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Palheiros, PAL-PSA-1), Portugal.

Descrição e observações. A identificação de um cranídio bastante incompleto e de dimensões reduzidas (5 mm de comprimento sagital), proveniente do topo da Formação Porto de Santa Anna, é aqui efetuada com dúvida. Comparando com outras espécies de cyrtometopíneos identificadas no Ordovícico Superior português, este aproxima-se bastante de *A. bocagei*, no entanto, a fixigena (não figurada por se ter fraturado) apresenta uma configuração coincidente com a de *Ceraurinus? meridianus* (mais comprida, sag., que a de *A. bocagei*).

Género **"*Ceraurinus*"** Barton, 1913

Espécie-tipo. *Ceraurinus marginatus* Barton,1913, localidade e horizonte estratigráfico desconhecidos (provavelmente da Formação Cobourg; Ludvigsen, 1977), Ordovícico de Ontario, EUA.

Diagnose. Ver Ludvigsen (1977).

Outras espécies. Dado a atribuição genérica ser efetuada em *sensu lato*, esta informação não é aqui relevante (a utilização das aspas é efetuada segundo as recomendações de Bengtson, 1988).

"Ceraurinus" cf. *meridianus* Hammann, 1992

(Est. 81, Figs. H-J)

v *1908 Cheirurus globosus* Barr. – Delgado, p. 57

Diagnose. Ver Hammann (1992, p. 98).

Material. Um cranídio (molde interno: MG170) proveniente do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa.

Ocorrência. Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1) Portugal.

Descrição e observações. Hammann (1992: 98-99; text.-fig. 27a-b, est. 24, figs. 1-6) descreveu detalhadamente a espécie *Cyrtometopus*? *meridianus*, cranidialmente muito semelhante ao espécime incluído neste trabalho sob esta designação específica, pelo que não se repete aqui a descrição. É, no entanto, essencial discutir várias questões relativas ao material-tipo espanhol. Hammann (1992) classificou sob a designação de *Cyrtometopus? meridianus* um conjunto de cranídios e um único pigídio. O autor discutiu o grau de confiança com que correlacionou as diferentes partes somáticas, dado existir uma boa correspondência de tamanho entre ambas partes e não ter encontrado nenhum outro cheirurídeo nesses níveis, passível de corresponder ao pequeno pigídio. Para evitar problemas taxonómicos, propôs o único pigídio como holótipo. Por tal, a discussão sobre a atribuição genérica dos espécimes da Formação Caliza de Cistoideos baseou-se sobretudo nos caracteres pigidiais. No trabalho agora apresentado o único espécime estudado foi um fragmento cranidial que se assemelha morfologicamente aos cranídios figurados por Hammann (1992, est. 24, figs. 1-6). A configuração dos sulcos e lóbulos glabelares, a posição do lóbulo palpebral e a tão característica ornamentação (glabela com intercalação irregular de grânulos maiores com mais pequenos, campos fixigenais com aspeto granular de ténues perfurações e, muito raramente, pelo menos um grânulo maior isolado, e bordos lateral, posterior e espinha genal com escassos grânulos de maiores dimensões, de distribuição irregular) corroboram a conspecificidade dos cranídios portugueses e espanhóis. No entanto, por não se conhecerem pigídios atribuíveis a este cranídio provenientes dos mesmos níveis e, pelo facto de não existir

certeza na correspondência entre o pigídio holótipo de *C.* ? *meridianus* e os cranídios espanhóis, é complicado efetuar uma atribuição genérica que satisfaça com qualidade a presente problemática. De todas as formas, partindo do princípio que Hammann (1992) poderá estar correto na correspondência entre o pigídio isolado e os cranídios de *C.? meridianus*, considera-se o material português conspecífico dos cranídios espanhóis e representante desta espécie.

Hammann (1992) reconheceu que a morfologia pigidial de *C. ? meridianus* é próxima de *Ceraurinus* e géneros relacionados (*Ceraurinella* Cooper, 1953; *Xylabion* Lane, 1971 e *Handromeros* Lane, 1971). Considerou, porém, que a morfologia cefálica exclui estes géneros e preferiu aproximar o material espanhol de *Cyrtometopus* e géneros relacionados. A revisão dos géneros *Ceraurinella* e *Sphaerexochus* (Chatterton & Ludvigsen, 1976) demonstrou que a morfologia pigidial permanece comparativamente estável enquanto a morfologia cranidial exibe diferenças significativas. *C.? meridianus* não se insere na diagnose de nenhum dos géneros definidos, motivo pelo qual se considera como mais correta a atribuição temporária a *Ceraurinus*, com o qual tem maior afinidade morfológica e por ser o género clássico de Cyrtometopinae (a atribuição é assim feita em *sensu lato*).

Todos os caracteres indicam que o holótipo da espécie *C.*? *meridianus* (pigídio) está relacionado com o grupo de *Ceraurinus* e géneros afim (*Ceraurinus*-like *sensu* Parnaste, 2008): *Ceraurinella*, *Osekaspis* e *Xylabion*. Sendo o pigídio um tagma essencial na classificação dos cheirurídeos (Lane, 1971; Ludvigsen, 1977), *Osekaspis* e *Xylabion* apresentam uma configuração muito distinta: o primeiro pela presença de menos uma espinha pigidial, sendo a mediana a mais curta e todas de contorno subtriangular; e o segundo pelo facto do par mais curto ser o mais posterior e pela ausência de apódemas grandes no limite adaxial dos sulcos interpleurais pigidiais). O holótipo não preserva a parte distal do par anterior de espinhas pigidiais, pelo que não é possível verificar se há expansão destas. Por outro lado, as espinhas anteriores não parecem ser carenadas, um dos caracteres diagnósticos de *Ceraurinus*. Relativamente à glabela, *Ceraurinus* inclui espécies com caracteres muito variáveis (Ludvigsen, 1977), mas nenhum se aproxima dos cranídios eventualmente conspecíficos do holótipo. E por outro lado, está presente um sulco dorsal que separa o segundo par pleural da ráquis pigidial (tipicamente ausente em Cyrtometopinae mas presente em Cheirurinae, segundo Pärnaste, 2008) e parecem existir grandes apódemas no contacto com os sulcos interpleurais (Hammann, 1992; texto.-fig. 27; est. 24, fig. 7), o que é considerado padrão do tipo-Cyrtometopinae (*sensu* Pärnaste, 2008).

Considera-se assim que ou o holótipo (pigídio) e os cranídios (e, por conseguinte, o espécime português) não são conspecíficos, ou a espécie *C. meridianus* representa um novo género, como Hammann (1992) ponderou. Sem mais dados que possam ajudar a esclarecer a problemática, mantém-se neste trabalho a atribuição a um género existente de Cyrtometopinae, mas pelas razões já expostas essa é feita a *Ceraurinus*. Esta atribuição é temporária, uma vez que o contorno subretangular do cefalão é uma das sinapomorfias de *Ceraurinus* (Congreve, 2012), sendo o cranídio de *C.?* cf. *meridianus* suboval. Para terminar, é importante acrescentar que, como Hammann (1992) deixou de manifesto, os cranídios atribuídos a *C.? meridianus* aproximam-se bastante de algumas espécies de *Actinopeltis* (e.g.

A. bocagei, *A. completa* e *A. vercingetorix*). Em termos cefálicos apresenta similaridade com *Borealaspis*, mas está ausente a longa espinha posterior glabelar.

História do estudo. O único autor que estudou anteriormente o espécime do Membro Riba de Cima foi Delgado (1908). Classificou-o em nomenclatura fechada como *Cheirurus globosus* Barrande, 1846, baseando-se no trabalho de Barrande (1852, est. 35, figs. 1-7; est. 40, figs. 26,27; est. 43, fig. 27). Atualmente, este material checo está classificado como *Actinopeltis globosa*, sendo que o cranídio português se distingue facilmente pela configuração de L1, pela ponta genal, pela presença de S2 e S3 mais largos e profundos, pela posição do lóbulo ocular e pela ornamentação. Estando esta identificação ausente na lista que Delgado (1897) apresentou uma década antes, fará parte do conjunto de materiais identificados já numa fase final dos trabalhos deste autor. Ainda assim, este foi a única trilobite que o autor identificou das três recolhidas à data no Membro Cabeço Pedrogão (as restantes, deixadas por identificar pelo autor, são atribuídas neste trabalho a *"Bumastus"* aff. *commodus* e *Prionocheilus* sp.). Por algum motivo este cranídio passou despercebido nos estudos de Thadeu (1947) e Young (1985), dado que ambos incluíram e observaram os restantes espécimes atribuídos a outras espécies (num total de sete) do género "*Cheirurus*" por Delgado (1908, p. 57). Durante as recolhas efetuadas no decurso deste trabalho na jazida de Cabeço Pedrogão (SAZ-MRC-1) e restantes do Membro Riba de Cima, não foi encontrado nenhum outro fragmento atribuível a este taxon.

Subfamília **ECCOPTOCHILINAE** Lane, 1971

Medidas carapaça
CT – Comprimento total da carapaça
Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
CCa – comprimento sagital anterior aos lóbulos oculares
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
CCp – comprimento sagital posterior aos lóbulos oculares
Cg – Comprimento sagital glabelar
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital do pigídio em vista dorsal
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura posterior do cefalão
Lgpost – largura glabelar posterior
Lgant – largura glabelar anterior
LiS1 – Distância extremos internos de S1
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (medida ao nível da sua largura máxima)
LPr – largura do ráquis pigidial

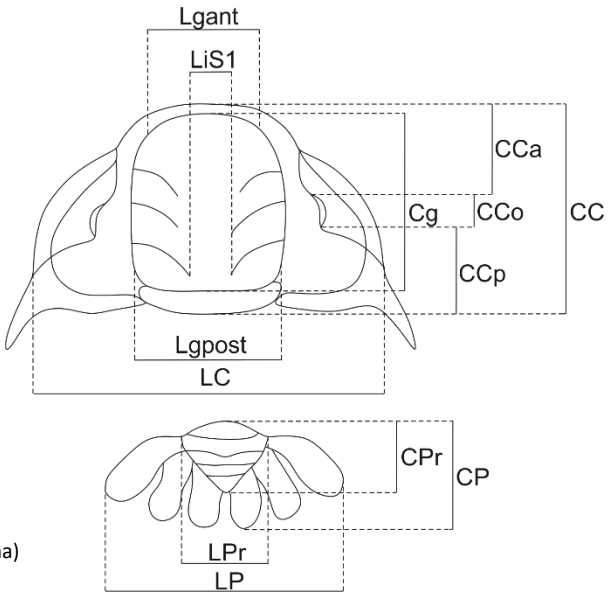


Figura 8.12. Medidas consideradas nas trilobites Eccoptochilinae Lane, 1971.

Tabela 8.19. Razões das medidas consideradas nas trilobites Eccoptochilinae Lane, 1971.

Razões	
RIa/g – comprimento do lóbulo anterior/comprimento glabelar	CvL P – Comprimento vs. Largura do pigídio (CP/LP)
PLC – Padrão longitudinal do cefalão (CCa/CC; CCo/CC; CCp/CC)	A/G – Comprimento do olhos/Comprimento da glabela
PTC – Padrão transversal do cefalão (Lgant/LC; Lgpost/LC; LiS1/LC)	A/Gn – Comprimento olho/Comprimento cefálico
CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão (CC/LC)	LG/CC – Largura glabelar vs. Comprimento cefálico

Observações. A subfamília Eccoptochilinae foi proposta por Lane (1971) para incluir os membros de Cyrtometopinae que não apresentavam constrição nas pleuras torácicas e apresentavam fileiras transversais de perfurações nos segmentos torácicos (caracter que considerou diagnóstico dos eccoptochilíneos). Recentemente, Gapp *et al.* (2012) fizeram uma análise filogenética da subfamília Eccoptochilinae. Esta análise indicou que a subfamília Eccoptochilinae é parafilética, formando um clado basal em relação a Sphaerexochinae (*sensu* Congreve & Lieberman, 2011 à qual se adiciona o género *Pseudosphaerexochus*), tendo os autores proposto uma subfamília "Eccoptochilinae" parafilética que incluiria *Areia bohemica, Placoparina sedgwickii, Eccoptochiloides scuticauda*, *Eccoptochile perlata* e *Eccoptochile almadenensis*. A forma como o trabalho de Gapp *et al.* (2012) foi conduzido careceu de revisão dos taxa analisados e da bibliografia existente (ver observações do género *Eccoptochile*), pelo que não se consideraram neste trabalho os seus resultados e foi mantida a subfamília Eccoptochilinae, tal como definida por Lane (1971).

Género ***Eccoptochile*** Hawle & Corda, 1847

Espécie-tipo. *Cheirurus claviger* Beyrich, 1845 (=*Eccoptochile clavigera*) da Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose (modificada de Henningsmoen *in* Moore,1959 e de Gapp *et al.*, 2012)**.** Glabela de convexidade baixa a moderada, podendo ou não sobrepor o bordo anterior em vista dorsal; três pares de sulcos glabelares com largura (tr.) semelhante, bem marcados; S1 sigmoidal, não atinge o sulco occipital; L1 de contorno subtriangular, L2 e L3 subretangulares. Tórax com 12 segmentos; pleuras ornamentadas por fileiras transversais de fossetas. Pigídio com três anéis raquidiais+peça terminal e três lóbulos pleurais alargados de comprimento semelhante.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

?*Eccoptochile almadenensis* Romano, 1980; várias formações do Darriwiliano (Oretaniano-Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha e França (Romano, 1980; Rábano, 1989) (possível sinónimo de *E. mariana*);

E. curta Hawle & Corda, 1847; Formação Vinice, Sandbiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa;

?*E. guillieri* (Tromelin *in* Guillier, 1873); = *Cheirurus guillieri*; formação indefinida, Saint-Denis-d'Orques, Sarthe, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de França (possível sinónimo de *E. mariana* ou ?*E. almadenensis*);

E. impedita Hammann, 1972; Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Espanha; também na Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Portugal e Formação Monte Orri, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da Sardenha (Hammann & Leone, 2007);

E. mariana (Verneuil & Barrande, 1856); =*Cheirurus marianus*; Darriwiliano-base do Sandbiano (Dobrotiviano da escala cronostratigráfica regional mediterrânica) de Portugal?, Espanha e França? (Romano, 1980; Rábano, 1989; Lebrun, 2002); segundo Vaněk & Valíček (2001) também na Formação Dobrotivá do Darriwiliano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa (possivelmente é um sinónimo sénior de *Eccoptochile vipera* Moravec, 1986);

E. nullicauda (Hammann, 1992); =*Pseudosphaerexochus? nullicauda*; Formação Caliza de Cistoideos, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Espanha.

E. perlata (Hawle & Corda, 1847); formações Zahořany e Bohdalec, Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio a superior da escala regional mediterrânica), República Checa;

E. tumifrons Hammann & Leone, 2007; Formação Portixeddu, Katiano (Berouniano superior?-Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha (Itália); também na Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Portugal (=*Cheirurus venceslasi* Thadeu, 1947 *nomen oblitum*).

Outras referências ao género. Para referências anteriores a 1985, consultar Přibyl *et al.* (1985). Hammann & Leone (2007) consideraram que *Placoparina sedgwickii*, identificada por Kolobova *in* Sokolov & Yolkin (1978: 131-132, est. 25, figs. 11-13) na Formação Shakhriomon do Katiano superior do Uzbequistão, poderá pertencer a *Eccoptochile*. De facto, a atribuição específica do material uzbeque a *Placoparina sedgwickii* não está correta, podendo este material classificar-se como *Eccoptochile* sp. Nesse sentido, Hammann & Leone (2007) sugeriram que os espécimes uzbeques poderão ser conspecíficos de *E. impedita*, mas que o estado do material não permite admiti-lo.

Por outro lado, Destombes *et al.* (1985: 194-197) citaram a presenta de *Eccoptochile* sp. em várias formações do Darriwiliano e Sandbiano (Dobrotiviano ao Sandbiano da escala regional mediterrânica) de Marrocos. No entanto, não figuraram o material e estes espécimes permanecem por estudar. Posteriormente, Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) citaram *"E. aff. clavigera"* na Formação Izegguierene de Marrocos do Dobrotiviano de Marrocos. Também Rábano *et al.* (2014) indicaram a presença de *Eccoptochile*? sp. no Ordovícico Médio marroquino. Refira-se a este respeito que este país do Norte de África tem uma ampla tradição de colecionismo e venda de fósseis, carecendo muito do material daí proveniente de estudos científicos. A presença do género *Eccoptochile* no Ordovícico Médio de Marrocos está bem documentada entre colecionadores (identificada usualmente como *E. mariana*) e em abundantes páginas da Internet. As ocorrências no Ordovícico Superior são, porém, um alvo menor do colecionismo.

Por seu lado, *Eccoptochile scrobiculata* tem sido atribuída ao género *Eccoptochile* nos trabalhos mais recentes (e.g. Rábano, 1989; Gapp *et al.*, 2012) mas, como Lane (1971) e Hammann & Leone (2007) referiram, esta atribuição genérica é questionável.

Observações. Recentemente, Gapp *et al.* (2012) fizeram uma análise filogenética da subfamília Eccoptochilinae. Esta análise indicou que o género *Eccoptochile* é parafilético. No

entanto, a parafilia detetada na análise estará certamente relacionada com o facto de os autores terem incluído na análise a espécie *Eccoptochiloides scuticauda* (Barrande, 1846), pertencente ao género *Eccoptochiloides* Prantl & Přibyl, 1947, o qual é independente de *Eccoptochile*. Curiosamente, Gapp *et al.* (2012) não efetuaram qualquer comentário ao género *Eccoptochiloides*, tendo partido do princípio que *Cheirurus scuticauda* pertenceria a *Eccoptochile* (atribuição que não é efetuada desde Prantl & Přibyl, 1947). Acrescenta-se ainda que para a análise filogenética de Eccoptochilinae, Gapp *et al.* (2012) utilizaram apenas três espécies para codificar o género *Eccoptochile*: *Eccoptochiloides scuticauda* (espécie-tipo do género *Eccoptochiloides*), *Eccoptochile almadenensis* e *Eccoptochile perlata* (Est. 86, Figs. I-J). A justificação destes autores foi que as restantes espécies definidas para o género são conhecidas apenas de material muito fragmentário o qual não permitiria avaliar muitos dos caracteres utilizados na análise. No entanto, *Eccoptochile impedita* e *E. tumifrons* são francamente bem conhecidas e descritas por Hammann & Leone (2007). A análise de Gapp *et al.* (2012) carece assim de rigor, dados e revisão, pelo que não será seguida neste trabalho, sendo o género *Eccoptochile* considerado monofilético e representado pelas espécies acima listadas.

Atualmente são conhecidas duas espécies do género *Eccoptochiloides*:

Eccoptochiloides henryi (Přibyl *et al.*, 1985); =*Eccoptochiloides henryi*; Formação Andouille, Sandbiano (topo do Dobrotiviano da escala regional mediterrânica – Biozona *Marrolithus bureaui*), França (possivelmente é um sinónimo sénior de *Eccoptochiloides mergli* Moravec, 1986);

E. scuticauda (Barrande, 1846); =*Cheirurus scuticauda*; Formação Vinice; Sandbiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), República Checa (é um sinónimo sénior de *Cheirurus tumescens* Barrande, 1852).

No trabalho de Lane (1971, texto-fig. 12) foi sugerido que *Eccoptochile* terá evoluído de *Eccoptochiloides*, mas Přibyl *et al.* (1985) discordaram dessa interpretação uma vez que ambos géneros têm o seu registo mais antigo conhecido no Darriwiliano. Não descartaram, porém, que ambos tenham evoluído de um mesmo antecessor por evolução paralela, já que as suas estruturas hipostomais são análogas. O facto dos registos mais antigos de ambas serem da mesma idade, não invalida que uma tenha evoluído da outra e que se desconheçam ocorrências mais antigos por uma questão de falta de amostragem.

A validade de *E. almadenensis* (Est. 86, Figs. L,M) é discutível, dado poder ser um sinónimo júnior de *E. mariana*. Embora Romano (1980) e Rábano (1989) tenham considerado ambas as espécies válidas, Hammann & Leone (2007) e Guy & Lebrun (2010) defenderam que as diferenças entre ambas poderão ser meramente preservacionais. O material-tipo de *E. mariana* consiste somente no holótipo, um cranídio proveniente de Puente de las Ovejas (Ciudad Real, Espanha) com uma área frontal significativamente maior quando comparada com *E. almadenensis*. Neste contexto, Guy & Lebrun (2010) compararam pertinentemente a história destas duas espécies à história de *Uralichas ribeiroi* e *Uralichas hispanicus*. Esta última foi definida nos mesmos níveis que *E. mariana*, com base em material muito fragmentário. Mais

tarde, com material muito completo, Delgado (1892) descreveu a nova espécie *Uralichas ribeiroi*. Mais de um século depois Rábano (1989) sinonimizou corretamente *U. ribeiroi* com *U. hispanicus*. A história destas duas espécies de *Uralichas* poder-se-á repetir com *E. mariana* e *E. almadenensis*. Há afloramentos que têm uma assinatura tafonómica e deformacional tão peculiar que "imprimem" nos seus espécimes características únicas que são, na verdade, artefactos. Nesse sentido, Rábano (1989) analisou a distribuição estratigráfica de *E. mariana* e *E. almadenensis* e concluiu que a primeira é ligeiramente mais jovem que a segunda, podendo representar uma linhagem evolutiva, já que se conhecem termos intermédios entre ambos os "extremos". No trabalho agora apresentado considera-se também que estes extremos intermédios poderão espelhar deformação. Um exemplo explícito desta deformação pode observar-se num espécime da coleção do Museu Geológico (Lisboa) classificado como *E. mariana* proveniente da Formação Valongo (Est. 86, Fig. M), no qual a fóssula hipostomal está bastante afastada da glabela, denotando que o amplo rebordo que supostamente caracteriza *E. mariana* é resultado da deslocação por deformação deste bordo e não constitui elemento morfológco original. Por outro lado, na parte superior da Formação Valongo coocorrem ambos os morfotipos (Romano, 1980). Para clarificar a situação de sinonímia entre *E. mariana* e *E. almadenensis* seria necessário recolher mais espécimes de *E. mariana* na sua localidade-tipo, incluindo pigídios, verificando assim se, como aventaram Guy & Lebrun (2010), Verneuil & Barrande (1856) não terão tido o "azar" de escolher para holótipo a exceção da regra (um cranídio cuja deformação criou um artefacto). Por este motivo, é mais prudente restringir o nome *E. mariana* ao material-tipo (somente o holótipo), pelo que neste trabalho se associa uma interrogação às citações desta espécie em Portugal, França e República Checa. Em caso de sinonímia, a prioridade é de *E. mariana* sobre *E. almadenensis*.

A observação de muitos exemplares de *Eccoptochile* no decorrer do presente trabalho permite corroborar agora a opinião de Guy & Lebrun (2010) de que os espécimes deste género facilmente adquirem morfologias diferentes por deformação, podendo estar a ser consideradas como espécies diferentes o que na verdade são morfotipos deformacionais. Refira-se a este respeito que Romano (1980) aplicou morfometria cranidial às espécies *E. clavigera, E. mariana* e *E. almadenensis* para fundamentar a independência das três espécies. No entanto, a amostra que tinha de *E. mariana* era muito reduzida (dois espécimes, além do holótipo), a de *E. clavigera* era baseada unicamente nas figurações bibliográficas e a de *E. almadenensis* era amplamente superior. Trilobites com convexidades significativas são não só facilmente deformáveis, como a orientação dos cranídios em figuras pode influenciar fortemente os valores (vista dorsal *vs.* vista exterior, *sensu* Whittington & Evitt, 1954). Obviamente a parca amostragem de *E. mariana* deve-se ao facto de só terem sido atribuídas a esta espécie três espécimes, todos apresentando um bordo anterior comprido (sag.), pelo que a representação gráfica desta medida daria necessariamente uma tendência distinta. A amostragem teve um caracter por busca e não um caracter estatisticamente representativo, o qual apenas se poderia conseguir recolhendo na localidade-tipo de *E. mariana* um número significativo de espécimes. Além destas duas espécies de *Eccoptochile* do Darriwiliano iberoarmoricano, existe ainda uma terceira cuja validade é discutível – *E. guillieri*. Esta espécie foi definida com base em apenas um cranídio, o holótipo, sendo conhecido apenas um outro espécime,

também um cranídio, figurado por Henry (1980a, est. 4, fig. 6) e proveniente do mesmo afloramento que o holótipo. Refira-se que Hammann (1974) considerou-a sinónimo de *E. mariana*, enquanto Henry (1980a) defendeu a validade da espécie numa data em que *E. almadenensis* ainda não tinha sido definida, opinião seguida posteriormente por Romano (1980) e Rábano (1989). Certamente baseando-se nestes estudos, Wolfgang Hammann terá posteriormente alterado a sua opinião, considerando a espécie válida e independente de *E. mariana* em Hammann & Leone (2007). Tendo em conta que *E. guillieri* se conhece apenas de dois espécimes preservados em nódulos, não se considera neste trabalho que a convexidade glabelar ligeiramente superior à de *E. mariana*, um dos caracteres diagnósticos referidos por Henry (1980a), possa ser confiável. O facto de ambos os espécimes estarem preservados num nódulo e não deformados contribui para a preservação da convexidade original face à compactação sofrida pelo material conhecido de *E. mariana*. Outra das diferenças apontadas por Henry (1980a) é o traçado dos sulcos glabelares, tendo considerado que S1 está mais fortemente marcado e inclinado posteriormente em *E. guillieri*, sendo S2 e S3 reduzidos. No entanto, os dois únicos cranídios conhecidos da espécie e figurados por Henry (1980a, est. 4, figs. 5, 6) são ambos distintos entre si no traçado destes sulcos, deixando a suspeita de que a deformação justifica também estes caracteres diagnósticos. Por fim, Henry (1980a) descreveu um contorno mais oval da glabela de *E. guillieri*, mas o facto da área pré-glabelar dos dois cranídios existentes não estar preservada atribui um aspeto mais arredondado ao limite anterior glabelar. Por outro lado, muitos espécimes de *E. almadenensis* apresentam por deformação contornos mais ovais da glabela. À semelhança do aconselhado para *E. mariana*, apenas a recolha de mais espécimes de *E. guillieri* na sua localidade-tipo permitirá averiguar a validade da espécie. Por uma questão de consulta, otou-se aqui por manter as espécies *E. almadenensis* e *E. guillieri* na lista de espécies válidas do género, embora com interrogação.

Refira-se ainda que Hammann & Leone (2007: 60) reconheceram que *Eccoptochile* apresenta uma estabilidade morfológica durante o Ordovícico Médio, mas que no Ordovícico Superior se reconhece uma tendência evolutiva de aumento da convexidade glabelar. Esta propensão verifica-se também nos registos portugueses do género.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano a Hirnantiano) de Portugal, Espanha, França, Itália (Sardenha), República Checa, Marrocos, Suécia? e Uzbequistão.

Eccoptochile clavigera (Beyrich, 1845)

(Est. 81, Figs. K-L; Est. 82, Figs. A-G; Est. 83, Figs. A-E; Est. 84, Figs. A-K; Est. 85, Figs. A-J; Est. 86, Figs. A-E)

*1845 *Cheirurus claviger* – Beyrich, p. 13, figs. 2-3.
1846 *Cheirurus claviger* – Hawle & Corda, pp. 130-131, est. VI, fig. 69
1852 *Cheirurus claviger* Beyrich – Barrande, est. 40, figs. 1-12; est. 42, fig. 1
non1897 Cheirurus claviger Bey.– Delgado, p. 28 (=*Eccoptochile mariana* e =*Eccoptochile impedita*)
v *1908 Cheirurus claviger* Bey. – Delgado, p. 80, 92

1947 *Eccoptochile (Eccoptochile) clavigera clavigera* (Beyrich) – Prantl & Přibyl, p. 26, est. VI, figs. 1-2

v 1956 *Eccoptochile (Eccoptochile) clavigera* (Beyrich, 1845) – Šnajdr, pp. 507-508, est. III, fig. 10; est. V, fig. 8

v 1966 *Eccoptochile (Eccoptochile) clavigera* (Beyrich) – Havlíček & Vaněk, pp. 53, 55, 57, 58, 66; est. X, fig. 5

1969 *Eccoptochile (Eccoptochile) clavigera* (Beyrich, 1845) – Přibyl & Vaněk, p. 372, est. III, figs. 6-8; est. IV, figs.

1970 *Eccoptochile (Eccoptochile) clavigera* – Horný & Bastl, est. 14, fig. 1

1980 E. (E.) clavigera – Romano, p. 615

1980 *Eccoptochile (Eccoptochile)* cf. *clavigera* (Beyrich) – Cooper, p. 243-246, est. 22, fig. 9

1985 *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) – Přibyl *et al.*, text-fig. 1.D, p. 132, est. IV, figs. 3-6

v 1985 *Eccoptochile (Eccoptochile)* cf. *clavigera* (Beyrich, 1845) – Young, p. 410-411, est. 50, figs. 1-5

v *1995 Eccoptochile clavigera* – Romão *et al.*, p. 124

1998 *Eccoptochile clavigera* (Beyr.) – Havlíček *in* Chlupáč *et al.*, est. XVII, fig. 14

v *2000 Eccoptochile clavigera* – Romão, qdr. 2.4

2010 *Eccoptochile* cf. *clavigera* (Beyrich 1845) – Guy & Lebrun, p. 77

2010 *Eccoptochile* sp. – Guy & Lebrun, fig. p. 75

p 2010 *Actinopeltis tejoensis* Romano 1991 – Guy & Lebrun, fig. p. 75 (PMGT-0128)

2011 Eccoptochile ? sp. – Sá *et al.*, p. 18

2011 Eccoptochile clavigera – Sá *et al*., p. 18

Material. Dez carapaças quase completas (moldes internos: MGUTAD15398; MGUTAD15563; CMP0215a; CMP0216-1a; CMP0221; CMP0222-1a; CMP0223; CMP0312a; CMP0316a; CMP0339/moldes externos: CMP0216-1b; CMP0222-1b; CMP0312b; CMP0316b); oito cefalotórax (moldes internos: MGUTAD15033a; MGUTAD15384; MGUTAD15564; CMG0006a; CMG0149; CMP0217-1a; CMP0219; CMP0220/moldes externos: MGUTAD15033b; CMG0006b; CMP0217-1b); trinta e quatro cranídeos (moldes internos: MGUTAD15037; MGUTAD15208; MGUTAD15209a;

Tabela 8.20. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) da Formação Cabeço do Peão, Mação. Para legenda, consultar Fig. 8.12 e Tab. 8.19.

Espécimes	CC	CCa	Cco	CCp	Cg	LC	Lgpost	Lgant	LiS1	CP	CPr	LP	LPr	CT
MGUTAD15033	1,05	0,50	0,20	0,30	1,00	1,80	0,90	1,45	0,30	-	-	-	-	-
CMP0215	1,50	0,60	0,20	0,50	1,30	3,30	0,95	1,50	0,30	0,55	0,25	1,80	0,45	4,40
MGUTAD15563	1,00	0,40	0,10	0,35	0,85	-	0,55	0,85	0,25	0,35	0,15	1,00	0,20	-
CMP0216	1,30	0,60	0,20	0,40	1,05	1,70	0,45	0,80	0,20	0,50	0,25	0,85	0,25	3,60
CMP0071-1	3,05	1,10	0,35	1,20	2,50	-	2,40	3,00	0,75	-	-	-	-	-
Espécimes	**Rla/g**	**PLC**			**PTC**			**CvL C**	**CvLp**	**LRR**	**CRR**	**A/G**	**A/Gn**	**LG/CC**
MGUTAD15033	0,50	0,48	0,19	0,29	0,81	0,50	0,17	0,58	-	-	-	0,20	0,19	1,38
CMP0215	0,46	0,40	0,13	0,33	0,45	0,29	0,09	0,45	0,31	0,25	0,45	0,15	0,13	1,00
MGUTAD15563	0,47	0,40	0,10	0,35	-	-	-	-	0,35	0,20	0,43	0,12	0,10	0,85
CMP0216	0,57	0,46	0,15	0,31	0,47	0,26	0,12	0,76	0,59	0,29	0,50	0,19	0,15	0,62
CMP0071-1	0,44	0,36	0,11	0,39	-	-	-	-	-	-	-	0,14	0,11	0,98

MGUTAD15390; MGUTAD15391; MGUTAD15392; MGUTAD15395; MG91-2-00; MG15684a; MG15673; MG15674-1; MG15674-2; MG15678; MG15689-1; MG15689-2; MG16604-1; MG16604-2; MG16604-3; MG16604-4; MG16604-5; MG16604-6; MG16610-1; CMG0047; CMG0098; CMG0119; CMG0129-2; CMG0198; CMP0071-1; CMP0071-8; CMP0216-2a; CMP0217-2a; CMP0217-3a/moldes externos: MGUTAD15209b; MGUTAD15018; MG15684b; MG15689-3; CMP0216-2b; CMP0217-2b; CMP0217-3b); três toracopigídios (molde interno: CMG0114; CMG0137/molde externo: MGUTAD15026); dezasseis pigídios (moldes internos: MGUTAD15213; MGUTAD15215a; MG15687; MG15688; MG16605; MG16608; MG16610-2; CMG0133; CMG0135; CMG0150/moldes externos: MGUTAD15027; MGUTAD15033; MGUTAD15215b; MG15671; MG15675; MG15685; MG15686); sete hipostomas (moldes internos: MGUTAD15412a; MG15676; CMG0101; CMG0143; CMP0337; CMP0349/moldes externos: MGUTAD15412b; MG15677).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Amêndoa (Aldeia de Eiras, EIR-FCP-C7), Dornes, Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Eccoptochile* que se caracteriza por uma glabela subretangular, com lóbulo frontal anteriormente arredondado, glabela moderadamente convexa, sem se sobrepor ao bordo anterior em vista dorsal, áreas genais fortemente ornamentadas por fossetas profundas. Superfície glabelar ornamentada por grânulos que se tornam menos proeminentes com o aumento ontogenético, parecendo os espécimes de maiores dimensões lisos. Banda interna das pleuras torácicas ornamentada por fileiras transversais de cerca de nove-onze fossetas. Pigídio com três anéis terminais e uma pequena peça subtriangular inflada; três lóbulos pleurais (o primeiro ornamentado por sete-oito fossetas, o segundo por dois-três e o terceiro sem fossetas), alargados e muito inflados adaxialmente.

Descrição. Cranídio moderadamente convexo (sag. e tr.). Glabela elevada em relação às áreas genais, com contorno subovalado a subquadrangular, com máxima largura ao nível de L3, correspondendo a cerca de 88% do comprimento glabelar; largura ao nível do anel occipital corresponde a cerca de 70-75% da largura glabelar máxima. Glabela em vista dorsal convergente anteriormente a L3, com contorno subcircular frontalmente; bordo frontal não se sobrepõe ao bordo anterior em vista dorsal. Em vista lateral, a glabela eleva-se até L3, decaindo suavemente em sentido anterior até ao sulco do bordo. Três pares de sulcos glabelares, que diminuem de comprimento e profundidade em sentido anterior. S1 profundo, amplo (exsag.), dirigido obliquamente em relação à linha sagital do cefalão e curvando sigmoidalmente, estando os seus extremos anteriores bastante oblíquos. Extremos adaxiais de L1 distam entre si cerca de 35% da largura glabelar ao nível de S1 e não alcançam o sulco occipital. L1 convexo, subtriangular a subquadrangular, com canto anterolateral abaxial, pontiagudo e com cantos posterolaterais arredondados. S2 situado a cerca de metade do comprimento sagital da glabela+anel occipital, menos profundo que S1, igualmente amplo, mais estreito (tr.), subretilíneo a ligeiramente curvado para trás, um pouco oblíquo à linha sagital cefálica, alcançando os sulcos dorsais. L2 muito pouco convexo, subretangular,

encurtando (exsag.) em sentido abaxial. S3 mais estreito e menos profundo que S2, mais curvado e ligeiramente mais oblíquo em relação à linha sagital, alcançando os sulcos dorsais. L3 com convexidade quase impercetível, de contorno subretangular. Lóbulo frontal ocupa cerca de 40% do comprimento glabelar sagital. Sulco occipital profundo, com porção medial mais ampla (sag.) e curvada anteriormente e com porções laterais suavemente convexas posteriormente. Anel occipital convexo (sag. e tr.), ligeiramente mais comprido (sag.) medialmente, ocupando cerca de um décimo do comprimento sagital cranidial. Sulcos axiais muito profundos, subretilíneos, divergindo para diante até ao nível de L3, curvando anteriormente para se conectarem ao sulco pré-glabelar. Fosseta hipostomal profunda e subcircular, situada imediatamente em frente a S3. Sulco pré-glabelar profundo. Bordo anterior convexo, curto (sag.), tornando-se mais comprido abaxialmente, com limites anterolaterais formando um ângulo de cerca de 140º. Fixigenas subtriangulares (com porção postero-adaxial subretangular), largas (tr.) e inclinadas para fora. Sulco posterior fixigenal profundo, subretilíneo, curvando e conectando-se ao sulco de bordo lateral. Espinha genal divergente (não em linha com o bordo lateral fixigenal), com comprimento aproximadamente igual ao de S1. Lóbulos palpebrais opostos à metade anterior de L2 e S2/parte posterior de L3, definindo uma crista estreita e proeminente, situada próximo ao sulco dorsal e oposta a L2. Ramo posterior da sutura facial subtransversal, cortando o bordo lateral em posição ligeiramente posterior ao contacto de S1 com o sulco dorsal e encurvando posteriormente de modo a que a fixigena apresenta um contorno arredondado na sua porção posterolateral. Ramo anterior da sutura facial sublongitudinal, subparalelo ao sulco dorsal. Fixigena muito pequena, de contorno subtriangular.

Superfície glabelar ornamentada por grânulos que são mais proeminentes em espécimes de pequenas dimensões, sendo que ontogeneticamente parecem tornar-se cada vez menos perceptíveis até alcançar uma superfície aparentemente lisa nos maiores holaspides. Nos moldes externos esta ornamentação é mais evidente, com a glabela finamente perfurada. O preenchimento destas perfurações por grãos de sedimento dificulta a preservação dos grânulos nos moldes internos. Campo fixigenal ornamentado por cerca de, pelo menos, 120 fossetas. A aparente ordenação em fileiras deverá estar relacionada com a deformação e em espécimes menos deformados é possível verificar que a distribuição das fossetas é homogénea. Em espécimes de pequenas dimensões, as genas estão ornamentadas por grânulos semelhantes aos da glabela, sendo que as fossetas características são muito menos proeminentes.

Hipostoma conterminante. Contorno sublosangular. Bordo anterior estreito medialmente, alargando abaxialmente. Ângulo anterolateral (onde se insere a asa anterior) arredondado e aproximadamente reto. Corpo médio constituído por dois lóbulos: lóbulo anterior ocupa maior parte do hipostoma, com contorno sublosangular, medianamente convexo. Sulcos médios bem marcados, delineando o lóbulo anterior posteriormente, mas não contactando medialmente (embora a convexidade do lóbulo anterior e a deformação dos espécimes provoque um artefacto de definição medial deste, sendo possível verificar em moldes externos de espécimes de maiores dimensões que não há continuidade entre o sulco médio esquerdo e direito). Lóbulo posterior com contorno de semiarco, moderadamente convexo. Bordo lateral mais estreito que o bordo posterior, o primeiro definindo um contorno semilosangular à parte

posterior do hipostoma. Alguns espécimes apresentam o hipostoma preservado *in loco*, com o processo alar a contactar com o apódema hipostomal dorsal. Superfície hipostomal aparentemente lisa, embora os moldes externos de espécimes de menores dimensões apresentem a superfície finamente perfurada.

Tórax constituído por 12 segmentos. Sulcos dorsais estreitos (tr.) e profundos. No primeiro segmento a ráquis ocupa aproximadamente 1/3 da largura torácica, estreitando gradualmente em sentido posterior para um pouco menos do que 1/4 da largura torácica. Anéis raquidiais convexos (sag.) de comprimento (sag.) aproximadamente constante, ligeiramente curvados para diante medialmente. Sulco articular profundo (ligeiramente mais superficial medialmente); meio-anel articular curto (sag., cerca de metade do comprimento do anel). Pleuras com banda interna subretangular, ornamentada por uma fileira transversal medial de nove a 11 fossetas; bandas externas pleurais subtriangulares com terminação distal pontiaguda (dependendo da posição dorsoventral da parte abaxial das pleuras torácicas, esta pode parecer mais pontiaguda ou mais arredondada). Não existe um ponto fulcral, mas há uma mudança de orientação entre a banda interna e externa das pleuras, com os extremos pleurais orientados diferentemente (podendo estar encurvados para diante, subtransversais, ou para trás, embora quase sempre ligeiramente encurvados posteriormente). Em espécimes de menores dimensões o tórax está coberto por granulação, mais proeminente nos extremos distais, que se torna muito superficial em espécimes de maiores dimensões. Nestes, a superfície externa é finamente perfurada, de forma mais evidente abaxialmente, sendo que sobretudo na porção adaxial na banda interna das pleuras há grânulos subcirculares de maiores dimensões (poros?) que parecem estar preenchidos completamente.

Pigídio de contorno elíptico alargado. Comprimento (sag.) corresponde a cerca de 45% da largura máxima pigidial medida ao nível do lóbulo pleural anterior (embora este valor possa ser bastante superior em espécimes cujos extremos abaxiais pleurais estão mais encurvados para trás). Ráquis subtriangular, um pouco mais comprido (sag.) que largo (tr.), ligeiramente elevado em vista lateral em relação às áreas pleurais. Três anéis raquidiais subretangulares e uma peça terminal subtriangular pequena e inflada, separados por sulcos bem definidos. A peça terminal não alcança a margem posterior pigidial, a qual se situa a cerca de metade do comprimento (exsag.) dos lóbulos pleurais mais posteriores. Sulcos pleuais bem marcados, convergindo posteriormente e demarcando a peça terminal. Áreas pleurais com três lóbulos pleurais inflados (tão mais inflados quanto maiores os espécimes), separados por sulcos interpleurais bem definidos. Primeiro par de lóbulos pleurais conectado ao primeiro anel raquidial; segundo par de lóbulos pleurais conectado ao segundo anel raquidial; terceiro par de lóbulos pleurais conectado ao conjunto terceiro anel raquidial+peça terminal. Parte interior das duas pleuras anteriores (até onde os lóbulos estão conectados e separados por sulcos interpleurais) ornamentada por fileiras transversais mediais de fossetas (cerca de sete-oito no primeiro lóbulo e cerca de dois-três no segundo); terceiro lóbulo pleural não apresenta fossetas. Em espécimes de pequenas dimensões os lóbulos pleurais são mais estreitos e pontiagudos, enquanto em espécimes de maiores dimensões se tornam progressivamente mais largos, arredondados e inflados, por vezes adquirindo um contorno quase esférico muito característico. Superfície pigidial ornamentada por grânulos, mais proeminentes e de maiores

dimensões nos extremos distais dos lóbulos pleurais. Superfície externa pigidial finamente perfurada, com grânulos subcirculares de maiores dimensões intercalados e preenchidos (poros?), estruturalmente semelhantes aos das pleuras torácicas. Estes grânulos nem sempre se observam nos moldes externos, condição que estará relacionada com a preservação.

Observações. A identidade específica de *Eccoptochile clavigera* do Membro Queixopêrra foi sucessivamente apresentada em nomenclatura aberta nos trabalhos anteriores (e.g. Cooper, 1980; Young, 1985; Guy & Lebrun, 2010). O pouco material então disponível e o seu estado fragmentário e deformado determinaram a precaução na atribuição específica. Porém, durante o decorrer deste trabalho, foram coletadas dezenas de espécimes, sendo que alguns deles completos. Foram ainda observados espécimes de *Eccoptochile clavigera* da Formação Letná da República Checa (Est. 86, Figs. F-H, K). De facto, ambas as formas são bastante semelhantes, sendo *E. clavigera* da Formação Letná proveniente de níveis do Berouniano inferior, um pouco mais antiga que o Membro Queixopêrra (Berouniano médio). A única diferença interpretada através das descrições bibliográficas seria a ornamentação, tendo Hawle & Corda (1847, p. 130) descrito fileiras de 14 a 16 fossetas nas pleuras de *Eccoptochile clavigera* (face a nove a 11 no material português): "Pleuren flach gewölbt, zugespitzt, etwas niedergebogen, und in der Mitte bis zur Umbiegung mit einer schmalen, vierzehn bis sechzehn Grübchen enthaltenden Furche geziert." Também a reconstrução de *E. clavigera* publicada pelos autores (op. cit., est. VI, fig. 69) induz em erro, com a representação de um número elevado de fossetas que se distribuem por toda a pleura e não apenas na sua porção adaxial. Porém, a observação de fragmentos torácicos de *Eccoptochile* da Formação Letná (Est. 86, Fig. K) permitiu efetuar a contagem de cerca de uma dezena de fossetas, distribuídas apenas na parte interna das pleuras, coincidindo o material checo e português também neste detalhe. Os espécimes checos estudados, todos de grandes dimensões, parecem lisos, embora segundo a descrição original de Hawle & Corda (1847, p. 130: "Oberfläche mit einzelnen Körnchen bedeckt") *E. clavigera* apresente alguns grânulos isolados e Přibyl & Vaněk (1969) tenham também mencionado que embora fina, a ornamentação de *E. clavigera* é granular. Nesta tese considera-se que todos os caracteres diagnósticos de *Eccoptochile clavigera* da Formação Letná do Berouniano inferior da República Checa foram reconhecidos nos espécimes portugueses e que, tanto quanto foi possível averiguar com o material e preservação disponíveis, se podem considerar ambos os registos como conspecíficos. A espécie é comum na Formação Letná da República Checa, sendo os seus espécimes abundantes e bem preservados, carecendo de descrição e figuração detalhadas, o que dificulta a comparação do material de outras regiões com o material-tipo da espécie.

Embora Cooper (1980) tivesse apenas disponível um único molde interno de glabela do Membro Queixopêrra da região de Dornes (op. cit., est. 22, fig. 9), foi o autor que anteriormente mais discutiu a morfologia dos espécimes portugueses. O cálculo da razão entre o comprimento do lóbulo frontal glabelar e o comprimento glabelar e a ornamentação tuberculosa cefálica justificou para o autor uma maior proximidade a *E. clavigera* do que à forma conhecida para o género no Ordovícico Médio, *E. mariana*. De facto, *E. clavigera* parece ter um lóbulo frontal relativamente mais longo (sag.) que a espécie estratigraficamente

mais antiga. Porém, tal poderá estar relacionado com o aumento da convexidade glabelar que, em espécimes deformados, provoca um alongamento desta região.

Também Hammann (1974) distinguiu *E. mariana* (segundo autores posteriores *E. almadenensis*) de *E. clavigera* pela presença na primeira de uma glabela mais fortemente encurvada (o que contraria a suposta tendência de aumento da convexidade glabelar do género), com o bordo anterior mais inclinado, olhos situados mais posteriormente e fixigenas mais estreitas. No entanto, não se considera agora que a glabela de *E. mariana* seja mais convexa, mas sim menos do que a de *E. clavigera*. As restantes diferenças mencionadas serão mais preservacionais que reais. Também Curtis (1961) tinha considerado que *E. mariana* se diferencia de *E. clavigera* pela posição ligeiramente mais posterior dos olhos, lóbulo frontal glabelar mais curto e glabela claramente mais bombada (sag. e tr.). Para Henry (1980a), a espécie checa tem mais fossetas e mais profundas nas fixigenas, pelo que o campo pré-glabelar e o bordo anterior são proporcionalmente menos desenvolvidos.

Uma das diferenças mais facilmente detetáveis entre *E. clavigera* e *E. mariana/E. almadenensis* é a ornamentação fixigenal (comparar com Est. 86, Fig. L), que apresenta um número de fossetas significativamente superior na primeira espécie e muito mais profundas e, consequentemente, mais marcadas. Também as fossetas dos segmentos torácicos e lóbulos pigidiais são muito mais profundas em *E. clavigera.* Adicionalmente, a superfície externa de toda a carapaça difere, sendo a forma do Ordovíccio Médio (*E. mariana*) lisa e a do Ordovícico Superior (*E. clavigera*) granular (embora ontogeneticamente os grânulos se vão atenuando).

O género *Eccoptochile* apresenta como tendências morfológicas evolutivas o aumento da convexidade glabelar (acompanhado de um aumento relativo do comprimento sagital do lóbulo frontal), com as formas mais recentes a apresentarem o lóbulo frontal sobreposto ao bordo anterior em vista dorsal, e uma ornamentação cada vez mais evidente, quer a nível das fossetas (genais e pleurais), quer a nível da granulação em toda a superfície. Morfologicamente estável no Ordovícico Médio, *Eccoptochile* sofre rápida evolução morfológica ao longo Ordovícico Superior (Berouniano-Kralodvoriano).

A nível ontogenético, já na fase holaspide, *E. clavigera* do Membro Queixopêrra apresenta um progressivo alargamento distal das espinhas pleurais pigidiais (tornando-se mais arredondadas), diminuição do espaço entre extremos adaxiais dos sulcos glabelares (aumento da largura dos sulcos glabelares face à largura glabelar) e atenuação da ornamentação granular.

***Eccoptochile impedita* Hammann, 1972**

(Est. 87, Figs. A-E)

vp *1897 Cheirurus claviger,* Beyr. – Delgado, p. 28
vp *1908 Cheirurus claviger,* Beyr. – Delgado, p. 57
vp 1947 *Cheirurus claviger* Beyrich – Thadeu, p. 228-229, est. III, figs. 2-3
*v 1972 *Eccoptochile* ? *impedita* n. sp. – Hammann, p.372, est. 1, fig. 2

v 1974 *Eccoptochile* ? *impedita* Hammann, 1972 – Hammann, 109-111, texto-fig. 40, est. 11, figs. 186-187
v 1976 *Eccoptochile? impedita* Hammann 1972 – Hammann, p. 64, est. 5, figs. 62-63
?vp1976 *Actinopeltis spjeldnaesi* Hammann 1972 – Hammann, est. 5, fig. 66
1985 Eccoptochile (?) *impedita* Hammann 1972 – Přibyl *et al.*, p. 132
vp 1985 *Eccoptochile (Eccoptochile)* sp. aff. *clavigera* (Beyrich, 1845) – Young, p. 411-412, est. 50, figs. 6, 8; *non* fig. 7 (=*E. tumifrons*)
1992 Pseudosphaerexochus ? *impedita* – Hammann, p. 104
? 2007 *Eccoptochile impedita* Hammann 1972 – Hammann & Leone, pp. 60-62, 64; est. 42, figs. 1-4
p *2011* cheirurids – Sá *et al.*, p. 31

Material. Três cranídios incompletos (moldes internos: MG175a – figurado por Thadeu, 1947, est. 3, fig. 3 e Young, 1985, est. 50, fig. 6; MG2843-1a; MG2843-2/molde externo: MG175b; MG2843-1b); um pigídio (molde externo: MG173 – figurado por Thadeu, 1947, est. 3, fig. 2 e Young, 1985, est. 50, fig. 6), oriundos da Formação Porto de Santa Anna (Buçaco).

Um pigídio (molde interno: MG30622a/ molde externo: MG30622b) procedente do Membro Poiares da Formação Ferradosa.

Ocorrência. Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2, (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2) e Membro Poiares, Formação Ferradosa, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Penacova (Hospital, HOS-MP-1), Portugal.

Diagnose. (modificada de Hammann, 1972). Uma espécie de *Eccoptochile* com glabela definida por sulcos dorsais subretilíneos e paralelos entre si até S3, com lóbulo frontal arredondado em plano vertical com o bordo anterior cranidial ou muito ligeiramente sobreposto a este; S1 mais profundo e largo (tr.) que S2 e S3, sendo S2 mais largo (tr.) que S3; olho oposto a S2. Pigídio com três anéis raquidiais mais uma peça terminal subtriangular; os dois lóbulos pleurais anteriores apresentam fileira transversal mediana de três a duas fossetas. Superfície glabelar, bordos cefálicos e pigídio ornamentados por pequenos grânulos.

Descrição. Ver Hammann & Leone (2007, pp. 60, 61).

Observações. *E. impedita* foi definida por Hammann (1972) unicamente com base em dois cranídios muito incompletos. O restante e mais completo conhecimento da espécie baseia-se na identificação desta na Formação Monte Orri do Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da Sardenha por Hammann & Leone (2007). No entanto, a identificação conspecífica do material sardo é arriscada, sobretudo tendo em conta que o material-tipo da espécie e que o pigídio é uma peça fundamental na identificação específica deste género. Há algumas diferenças entre o material sardo e o escasso material-tipo: a glabela do primeiro parece ter um lóbulo frontal mais inflado que se sobrepõe claramente ao bordo

anterior; a glabela dos espécimes sardos não parece definida por sulcos dorsais tão retilíneos como o material ibérico; os pigídios dos espécimes sardos têm uma peça terminal que parece mais pequena, menos triangular e menos inflada. Todas estas diferenças poderão ser preservacionais ou devidas à muito limitada amostragem. Por tal motivo os espécimes sardos são aqui mantidos como *E. impedita* com dúvida. Da localidade-tipo de *E. impedita* (Fundpunkt Al. I *in* Hammann, 1972, 1974, 1976) são conhecidos um pigídio e um hipostoma (Hammann, 1974, pp. 111-112, est. 11, figs. 184-185), identificados como *E.* aff. *clavigera* e ainda um toracopigídio (Hammann, 1976, est. 5, fig. 66; Est. 87, Fig. K) identificado como *Actinopeltis spjeldnaesi*. A correspondência entre estas estruturas somáticas não pode, obviamente, ser garantida. Além disso Hammann (1974, p. 111) discutiu apenas brevemente o porquê de ter optado por identificar os cranídios de *E. impedita* e os restantes fragmentos de *Eccoptochile* do mesmo afloramento separadamente, sobretudo debatendo a dúvida que teve quanto à atribuição genérica dos cranídios de *E. impedita,* os quais lhe pareciam também afim do género *Stubblefieldia*: "Möglicherweise gehört das hier unter *Eccoptochile* aff. *clavigera* aufgeführte Pygidium zu *Eccopt*.? *impedita*. Der unpaarige kurze mediane End-Anhang weist ebenfalls, wie viele Merkmale des Cranidiums, auf Beziehungen zu *Stubblefieldia* hin, bei der ebenfalls ein unpaariger, medianer End-Anhang ausgebildet ist". No entanto, sendo a sua atribuição ao género *Eccoptochile* inequívoca (o conhecimento das associações de trilobites ordovícicas ibéricas evoluiu significativamente com os trabalhos de Wolfgang Hammann), há uma elevada probabilidade de se corresponderem. Porém, o pigídio identificado como *E.* aff. *clavigera* (Hammann, 1974, est. 11, fig. 184) apresenta três anéis raquidiais e uma peça terminal grande (não preservada, mas que se deduz subtriangular), enquanto que o pigídio figurado como *A. spjeldnaesi* (Hammann, 1976, est. 5, fig. 66) parece ter apenas três anéis raquidiais sem peça terminal ou eventualmente uma peça terminal muito reduzida. Sendo este último espécime de pequenas dimensões (toracopigídio com 2 cm de comprimento sagital) e tendo sido figurado omolde em látex do molde externo (Hammann, 1976, est. 5, fig. 66; Est. 87, Fig. K), poderá estar presente uma peça terminal mas não se conseguir observar. Além disso, Hammann & Leone (2007, p. 66) consideraram que o pigídio classificado por Hammann (1974) como *E.* aff. *clavigera* se aproxima de *E. tumifrons,* mas aqui considera-se que a débil preservação da peça terminal do espécime espanhol não permite confirmar se existe um quarto anel muito curto (sag.) ou uma peça terminal triangular esfoliada. Deste modo, a identificação do material português e também a correspondência entre cranídios e pigídios de *Eccoptochile* da Formação Porto de Santa Anna (onde ocorrem duas espécies de *Eccoptochile*) foi efetuada com base no pigídio isolado proveniente da localidade-tipo de *E. impedita* e no conhecimento do material sardo considerado conspecífico por Hammann & Leone (2007). A classificação e diagnose de *E. impedita* poderão assim vir a sofrer alterações com eventuais recolhas de material adicional da localidade-tipo de *E. impedita* (Formação Bancos Mixtos).

Sob esta designação foi ainda identificado um pigídio proveniente do Membro Poiares da Formação Ferradosa. A estrutura da peça terminal triangular e a ornamentação picotada coincidem com o restante material atribuído a *E. impedita*.

As diferenças entre *E. impedita* e as restantes espécies definidas para o género foram discutidas por Hammann & Leone (2007, pp. 61-64) pelo que não se considera necessário voltar a repeti-las aqui.

História do estudo. Os espécimes de *E. impedita* da Formação Porto de Santa Anna foram coletados nas campanhas de outubro de 1871 e março de 1877 na jazida da Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2). Todas as etiquetas antigas têm a identificação de *Cheirurus claviger*, nome publicado por Delgado (1898, 1908). O espécime MG175 (Est. 87, Fig. A-C,F,G) tem a indicação de ter sido desenhado por Luiz Couceiro (exemplar desenhado número 9). Posteriormente, Thadeu (1947, est. 3, figs. 2-3) manteve a identificação de Delgado e figurou dois espécimes. Mais tarde, Curtis (1961) incluiu o material figurado por Thadeu (1947, est. III, fig. 2-3) na sinonímia de *Eccoptochile mariana*. No trabalho de Cooper (1980) foram incluídos na sinonímia de *Eccoptochile* cf. *clavigera* da Formação Cabeço do Peão em Dornes e Romano (1980) identificou-os como *E. almadenensis*. Todavia *E. impedita* distingue-se destas espécies, estratigraficamente mais antigas, pela ornamentação, maior convexidade glabelar, com bordo frontal em linha ou sobreposto ao bordo anterior. Neste sentido, Young (1985) optou por diferenciar o material das espécies estratigraficamente mais antigas, identificando-o como *E. (E.)* sp. aff. *clavigera*. Embora tenha admitido as semelhanças com *E. impedita*, considerou que S2 e S3 parecem mais largos (tr.) nos espécimes espanhóis e S1 mais inclinado adaxialmente. Estas diferenças são agora consideradas preservacionais. Além disso, Young (1985) classificou ainda como conspecífico o pigídio de *Cheirurus venceslasi* (Delgado, 1908; Thadeu, 1947, est. 3, fig. 5; Est. 88, Figs. G,H), o qual é neste trabalho considerado distinto e atribuído a *E. tumifrons*. Por último, Rábano (1990) considerou que a atribuição dos espécimes de Porto de Santa Anna a *E. almadenensis* não se justifica e que o material é distinto, opinião agora corroborada.

Eccoptochile tumifrons Hammann & Leone, 2007

(Est. 88, Figs. A-H)

v *1908 Cheirurus venceslasi* sp. n. – Delgado, p. 57 (*nomen nudum*)
vp *1947 Cheirurus claviger* Beyrich – Thadeu, p. 228-229
v 1947 *Cheirurus venceslasi* Delgado– Thadeu, p. 229-230, est. III, figs. 5 *(nomen oblitum*)
vp 1985 *Eccoptochile (Eccoptochile)* sp. aff. *clavigera* (Beyrich, 1845) – Young, p. 411-412, est. 50, fig. 7
* 2007 *Eccoptochile tumifrons* n. sp. – Hammann & Leone, pp. 64-66; est. 43, figs. 1-10 *(nomen protectum*)
p *2011* cheirurids – Sá *et al.*, p. 31

Material. Três cranídeos incompletos (moldes internos: MG174-1; MG174-2; MG30623); um pigídio (molde interno: MG172a – figurado por Thadeu, 1947, est. III, fig. 5 e Young, est. 50, fig. 7/molde externo: MG172b).

Ocorrência. Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2).

Diagnose. Ver Hammann & Leone (2007, p. 64).

Descrição. Ver Hammann & Leone (2007, pp. 64-66).

Observações. Delgado (1897, 1908) baseou a nova espécie *Cheirurus venceslasi* unicamente num pigídio. Uma vez que não descreveu e/ou figurou o material, este permaneceu como *nomem nudum*. Mais tarde, Thadeu (1947) descreveu e figurou este pigídio, sob o nome *Cheirurus venceslasi*, tornando a espécie válida. No entanto, este nome não foi posteriormente referido em nenhum trabalho científico publicado (somente no trabalho inédito de Young, 1985). Em 2007, Hammann & Leone (2007) estabeleceram a nova espécie *Eccoptochile tumifrons* no Katiano da Sardenha. O material sardo e o material português (pigídio e três cranídios) apresentam os mesmos caracteres diagnósticos, pelo que *E. tumifrons* é aqui considerado um sinónimo júnior da espécie de Thadeu (1947), *Cheirurus venceslasi*. Porém, *C. venceslasi* nunca foi citada após o trabalho de Thadeu (1947) e a sua descrição, baseada num único espécime, é extremamente curta e incompleta. Por outro lado, Hammann & Leone (2007) cumpriram todos os requisitos de formalização de uma nova espécie num trabalho cuja divulgação é amplamente superior à do de Thadeu (1947), com base em material abundante e conhecido em detalhe. Julgo assim haver benefício em considerar *Cheirurus venceslasi* um *nomen oblitum* e *Eccoptochile tumifrons* um *nomen protectum*. Acrescenta-se apenas que, tendo em conta as variações morfológicas específicas de *Eccoptochile*, teria eventualmente sido mais prudente a eleição de um pigídio para holótipo de *E. tumifrons* e não um cranídio, como decidiram Hammann & Leone (2007).

O material português classificado como *Eccoptochile tumifrons* corresponde a um pigídio (o único espécime no qual Delgado e Thadeu basearam a definição de *Cheirurus venceslasi*) e a três cranídios. O grau de certeza com que a correspondência entre estas partes somáticas é efetuada é significativo dado o conhecimento morfológico que existe desta espécie na Sardenha (ver justificação acima). No entanto, o facto de a amostra ser muito reduzida, de ocorrer no mesmo nível outra espécie do género *Eccoptochile* (*E. impedita*) e de a morfologia cranidial deste género, em material deformado, ser dificilmente diferenciável, deixa em aberto a possibilidade de erro nesta correspondência.

Eccoptochile tumifrons da Formação Porto de Santa Anna caracteriza-se por apresentar grandes dimensões. Diferencia-se facilmente das restantes espécies do género pela forte convexidade cranidial, com clara sobreposição glabelar do bordo anterior cefálico e contorno glabelar anterior ogival em vista dorsal. A nível pigidial, a existência de três anéis raquidiais e uma peça terminal reduzida, com uma crista muito curta (sag.) em forma de "U" invertido, permite diferenciar *E. tumifrons*. Considera-se importante para diferenciação das espécies de *Eccoptochile* a análise dos moldes externos pigidiais, que permitem uma observação dos sulcos que a moldagem em latex não permite de forma tão evidente e imediata. Em *E. tumifrons* os dois sulcos que se iniciam nas extremidades abaxiais profundas dos sulcos interanel descrevem um percurso arqueado e em "V" até se unirem no sulco que separa a

porção anterior do último par de pleuras, continuando num sulco único e sagital (Est. 88, Fig. G).

História do estudo. O único espécime identificado por Delgado (1908) e Thadeu (1947) como *Cheirurus venceslasi* foi recolhido numa campanha de campo na Vinha de Leira Má (LOR-PSA-1) em março de 1877. Na mesma campanha, foram recolhidos os fósseis de cranídios MG174-1 e MG174-2, neste trabalho considerados conspecíficos. Estes últimos foram classificados por Nery Delgado como *Cheirurus* sp., mas Décio Thadeu arriscou a atribuição a *Cheirurus clavigera* (agora identificado como *Eccoptochile impedita*), embora com reserva. Posteriormente, Young (1985) considerou que *Cheirurus claviger* e *Cheirurus venceslasi* dos autores anteriores correspondem a uma mesma espécie, que classificou como *Eccoptochile (Eccoptochile)* sp. aff. *clavigera*. Aproximou o material a *E. impedita*, da qual diferenciou pela configuração dos sulcos glabelares. No entanto, ainda que os cranídios de ambas as espécies possam ser confundidos, os pigídios de *Cheirurus claviger* e *Cheirurus venceslasi* (*sensu* Delgado, 1908 e Thadeu, 1947; neste trabalho, respetivamente, *E. impedita* e *E. tumifrons*) são claramente distintos (comparar Est. 87, Figs. H; I e Est. 88, Figs. G,H). No âmbito deste trabalho foi adicionalmente recolhido um cranídio de *E. tumifrons* proveniente da mesma jazida do restante material (MG30623).

Subfamília **AREIINAE** Prantl & Přibyl, 1947

Observações. O trabalho de Lane (1971) considerou Areiinae uma subfamília independente, pertencente a Cheiruridae. Esta divisão foi corroborada por Přibyl *et al.* (1985), apoiada sobretudo nas estruturas hipostomais. Porém, Pärnaste (2003) sugeriu que Eccoptochilinae poderá ser um sinónimo-junior de Areiinae, se a cegueira for considerada homoplásica. Contudo, os caracteres detalhados pelos autores anteriormente mencionados justificam a independência de ambas as subfamílias. Atualmente, Areiinae inclui os géneros *Areia* Barrande, 1872, *Areiaspis* Přibyl & Vaněk, 1964 e *Turantyx* Přibyl & Vaněk *in* Přibyl *et al.*, 1985. Assim, *Areiaspis* é o representante mais antigo desta família (Oretaniano), apresentando como apomorfias o desaparecimento das suturas faciais, perda dos olhos e a redução dos anéis raquidiais do pigído. Para Přibyl *et al.* (1985), *Turantyx* (Dobrotiviano) terá provavelmente evoluído de *Areiaspis*, por redução das espinhas pleurais pigidiais. Por último, estes autores sugeriram ainda que *Areia* (Kralodvoriano) terá derivado de *Areiaspis*, caracterizando-se por apresentar como apomorfias três pares de sulcos arqueados nas genas, um par de sulcos exsagitais que conecta os limites adaxiais dos lóbulos glabelares e fileira de fossetas nos segmentos torácicos muito mais profundas que os seus antecessores. *Lane* (1971) considerou ainda que *Areiaspis* pertence a Eccoptochilinae, pela presença de fileiras de fossetas nas pleuras torácicas, mas a estrutura hipostomal justificou para Přibyl *et al.* (1985) a inclusão deste taxón em Areiinae. A presença deste caracter em *Areia bussacensis* n. sp. corroborou a opinião destes autores. Em termos evolutivos, Přibyl *et al.* (1985) sugeriram que Areiinae poderá estar relacionado com Cyrtometopinae. Estes autores sugeriram que a morfologia aplanada dos exosqueletos de Areiinae e os olhos reduzidos ou ausentes indicam que os membros desta subfamília teriam um modo de vida infaunal.

Género ***Areia*** Barrande, 1872

Espécie-tipo. *Areia bohemica* Barrande, 1872 da Formação Králův Dvůr, Katiano superior (Kralodvoriano - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. (Modificada de Přibyl & Vaněk, 1964 e Přibyl *et al.*, 1985). Glabela de contorno oval, com três pares de sulcos glabelares; olhos e suturas faciais ausentes; áreas genais podem apresentar três pares de sulcos subtransversais, arqueados para diante, conectados aos sulcos dorsais mas sem alcançar o sulco do bordo lateral, , podendo estes sulcos estar ausentes ou debilmente marcados apenas no contacto com o sulco dorsal, apresentando as áreas genais três pares de tubérculos localizados a cerca de metade da largura (tr.) genal, nas posições exsagitais dos três sulcos mencionados; o bordo anterior cefálico forma um rebordo retangular avançado em relação aos bordos laterais cefálicos. Tórax composto por segmentos torácicos; pleuras torácicas ornamentadas por fileiras transversais centrais de fossetas que podem estar inseridas em ténues sulcos transversais. Pigídio composto por dois anéis raquidiais e dois pares de pleuras pigidiais alongadas e afiadas distalmente, sulcadas medialmente.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Areia bussacensis n. sp.; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Portugal;
A. suecica Olin, 1906; Formação Jerrestad Mudstone, Katiano superior (fatia temporal Ka4; Série Harju, Andar Pirgu da escala regional balto-escandinava), Suécia

Outras referências ao género e observações. Hammann & Leone (2007) identificaram *Areia (Areia)* sp. na Camada Cyclopygid do Membro Punta S'Argiola da Formação Domusnovas, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica). O estado de preservação de um único cranídio incompleto não permite todavia maior detalhe do que o já descrito pelos autores. Algumas considerações sobre a morfologia deste espécime serão efetuadas nas observações de *Areia bussacensis* n. sp.

Observações. Recentemente, uma análise filogenética levada a cabo por Gapp *et al.* (2012) demonstrou que *Areia* é basal em relação a *Eccoptochile* e que deve ser incluída na subfamília parafilética "Eccoptochilinae" (*sensu* Wiley, 1979). Como anteriormente discutido (ver observações de Eccoptochilinae), a escassez e incorreção dos dados utilizados por Gapp *et al.* (2012) não confere confiança aos resultados e *Areiinae* é aqui considerada uma subfamília válida (ver observações de Areiinae). Na verdade, o facto de Gapp *et al.* (2012) terem utilizado na sua codificação de Eccoptochilinae membros de Areiinae (*Areia bohemica*), e dos seus resultados indicarem parafilia para Eccoptochilinae (no *sensu* desses autores), apoia a independência subfamiliar destes taxa.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Katiano) de Portugal, República Checa, Sardenha e Suécia.

***Areia bussacensis* n. sp.**
(Est. 88, Figs. I-L)

v *1897 Areia bussacensis*, sp. n – Delgado, p. 28 (*nomen nudum*)
v *1908 Areia bussacensis* sp. n – Delgado, p. 57 (*nomen nudum*)
v 1947 *Cheirurus gelasinosus* Portlock – Thadeu, p. 229, est. III, figs. 4
1968 A. (Areia ?) *bussacensis* sp. n. (Delgado MS) – Přibyl & Vaněk, p. 164
1985 "Areia" bussacensis Delgado, MS – Přibyl *et al.*, pp. 149-150
v 1985 *Areia* ? sp. – Young, p. 415, est. 50, fig. 18
2007 Areia bussacensis – Hammann & Leone, p. 70
p *2011* cheirurids – Sá *et al.*, p. 31

Etimologia. Diz respeito à Serra de Buçaco, região do concelho da Mealhada (distrito de Aveiro) onde se encontra a jazida da Vinha de Leira Má, de onde provém o único espécime. A palavra "bussacensis", eleita por Delgado (1897, 1908; como *nomen nudum*), está relacionada com outra das formas de grafar o nome: Bussaco. Buçaco e Bussaco são ambas corretas, no entanto a segunda grafia, que é a forma antiga, é atualmente muito menos utilizada. Mantém-se agora o nominativo "bussacensis" por coerência com várias espécies de invertebrados paleozoicos definidas na região por Carlos Ribeiro, Nery Delgado ou autores posteriores e por ser essa a escolha do verdadeiro autor moral desta espécie, Nery Delgado.

Holótipo. Molde interno de uma carapaça quase completa (MG158, Est. 88, Figs. I-L).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-2, Louredo, Buçaco; parte inferior da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Ocorrência. Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-2), Portugal.

Diagnose. Uma subespécie de *Areia* que se caracteriza por um avanço muito reduzido do bordo anterior cefálico em relação ao bordo lateral, áreas genais aparentemente lisas, sem sulcos transversais, mas com presença de dois (três?) pares de tubérculos localizados em posição oposta a L2, L3 e ?S3. Tubérculo/espinha? occipital possivelmente presente. Pleuras torácicas ornamentadas por fileiras de cerca de uma dezena de fossetas muito pequenas. Lóbulos pleurais pigidiais largos (tr.) nas suas porções proximais, afunilando fortemente e terminando em espinha; o par posterior parece ser mais longo que o par anterior.

Descrição. Glabela pouco arqueada, de contorno subretangular, definida por sulcos dorsais exsagitais, paralelos entre si. Em vista lateral, a porção central glabelar, que não é fendida pelos sulcos glabelares, está elevada em relação às regiões abaxiais glabelares. A largura glabelar corresponde a 75% do seu comprimento, incluindo o anel occipital. Possui três pares de sulcos glabelares. S1 e S2 são subparalelos, de configuração e largura (tr.) similares,

dispostos ligeiramente oblíquos em sentido posterior, mas quase subtransversais, não alcançando o sulco dorsal. Ocupam um quarto da largura glabelar e definem L1 e L2 em forma de losango, moderadamente inflados (L1 mais que L2). S3 é ligeiramente mais comprido (tr.) e disposto mais oblíquamente que S1 e S2, sendo a sua distância a S2, medida sobre o sulco dorsal, superior à distância entre S1 e S2. A medida em linha exsagital com as terminações adaxiais dos sulcos glabelares é semelhante à verificada entre S1 e S2. L3 é assim um pouco maior (exsag. e tr.) do que L1 e L2, e tem uma forma trapezoidal. Não é possível certificar se S3 alcança os sulcos dorsais, mas parecem existir duas áreas subcirculares deprimidas na região onde estes poderiam contactar, as quais poderão corresponder a fóssulas hipostomais. O lóbulo frontal é subtriangular, inflado, com cantos anterolaterias ligeiramente arredondados. L1 está limitado adaxialmente por um sulco exsagital o qual poderá eventualmente prolongar-se anteriormente para L2 e L3, mas o estado de preservação do material não permite certificar este caracter. O anel occipital é convexo (sag. e tr.). Áreas genais convexas; suturas faciais ausentes. É possível observar dois pares de tubérculos genais e um possível terceiro: o tubérculo mais posterior está localizado em posição oposta a L2, a cerca de metade da largura (tr.) da área genal (incluindo bordo lateral); o segundo tubérculo situa-se oposto a L3 mas em posição mais abaxial que o primeiro; embora provavelmente ausente, na gena esquerda observa-se uma zona granular imediatamente posterior e abaxial a S3, que poderia corresponder a um terceiro tubérculo genal. Em linha exsagital com os tubérculos genais parece observar-se pequenas cavidades (fóssulas?) sobre o sulco dorsal. Área préglabelar ampla (sag.), côncava, que se prolonga posteriormente em amplo bordo lateral, que se alonga em espinhas genais que estão em linha com o bordo lateral e se estendem até ao segundo-terceiro segmento torácico. Bordo posterior bem definido. Dobra cefálica ampla, apresentando pelo menos a largura dos bordos côncavos anterior e lateral.

Hipostoma desconhecido.

Tórax com dez segmentos. O único espécime existente apresenta os dois primeiros segmentos articulados com o cefalão e o restante toracopigídio desarticulado e ligeiramente separado do cefalotórax. Embora se contabilizem 10 segmentos torácicos, este número não pode ser garantido. Ráquis estreito (corresponde a cerca de 1/5 da largura torácica), diminuindo de largura (tr.) posteriormente (o último anel raquidial apresenta cerca de 65% da largura do primeiro). Pleuras torácicas sem constrição e prolongando-se como uma banda única, não fulcrada, que termina numa ponta suavemente lanceolada, encurvada posteriormente (a curvatura das terminações distais das pleuras torácicas aumenta em sentido posterior). São ainda ornamentadas por fileiras transversais centrais com cerca de uma dezena de minúsculas fossetas.

Pigídio pequeno. Distingue-se um primeiro anel raquidial, com cerca de 1/5 da largura total pigidial; o segundo anel poderá não estar limitado posteriormente por um sulco ou este ser mais ténue que o sulco interanel que o separa do primeiro anel; em posição posterior a este, observam-se dois pequenos tubérculos que poderão fazer parte de uma peça terminal. Dois pares de lóbulos pleurais pigidiais largos (tr.), nas suas porções proximais, afunilando fortemente e terminando em espinha; o par posterior parece ser mais longo que o par anterior.

O primeiro lóbulo pleural pigidial apresenta uma fileira transversal de minúsculas e escassas fossetas (que definem/quase definem um sulco?). A granularidade do sedimento no qual está preservado o único espécime não permite detalhar a ornamentação da carapaça, embora as áreas genais pareçam possuir a ornamentação característica dos restantes membros de Areiinae.

Observações e história do estudo. A preservação do único espécime conhecido de *Areia bussacensis* não permite maior confiança relativamente a alguns caracteres, pelo que a sua diagnose poderá sofrer alterações se for encontrado material adicional proveniente da localidade-tipo e/ou material conspecífico proveniente de outra jazida. O único espécime existente foi coletado durante uma das importantes campanhas do século XIX, numa jazida a nordeste da Vinha de Leira Má e classificado como *Areia bussacensis* n. sp. por Delgado (1897, 1908). A ausência de descrição e figuras torna a definição de Delgado *nomen nudum*. Posteriormente Thadeu (1947, p. 229, est. III, fig. 4) classificou e figurou este espécime sob a designação *Cheirurus gelasinosus* Portlock, 1843 (=*Xylabion gelasinosum*). Thadeu efetuou esta classificação por interpretar a presença de três pares de pleuras pigidiais e três anéis raquidiais no pigídio de *A. Bussacensis* n. sp. No entanto tal deveu-se provavelmente ao facto do autor ter interpretado a fileira transversal de fossetas do primeiro lóbulo pigidial como um sulco interpleural, sendo que Young (1985, p. 415) tinha já referido este equívoco. Přibyl & Vaněk (1968) efetuaram alguns comentários a *A. bussacensis* n. sp., referindo que estava ainda por definir como nova espécie, a qual incluíram com dúvida no subgénero *Areia (Areia)* (neste trabalho considerado de categoria genérica). Posteriormente, Přibyl *et al.* (1985) consideraram que *A. bussacensis* n. sp. não pertence a nenhum dos géneros estabelecidos para Areiinae e que deverá constituir um género novo. O facto de Thadeu (1947) não ter descrito este espécime e de a única figura publicada ser insatisfatória justifica a opinião de Přibyl *et al.* (1985). No entanto, considera-se agora que a espécie portuguesa, dentro do conhecimento que o único espécime existente permite, deverá ser atribuída ao género *Areia*. O único caracter que diferencia *A. bussassensis* n. sp. da espécie-tipo do género, *A. bohemica*, e das restantes espécies do género (*A. suecica* e *Areia* sp. da Sardenha) é a aparente ausência nas áreas genais de três sulcos transversais arqueados, evidentes nos três últimos taxa. No entanto, a preservação do espécime português poderá impedir a observação destas estruturas, que lograriam ser significativamente mais ténues que em *A. bohemica* e *A. suecica.* De um ponto de vista evolutivo, e seguindo a proposta de Přibyl *et al.* (1985), existe uma linhagem entre *Areiaspis* (género mais antigo), *Turantyx* e *Areia* (género mais recente). *Areia bussacensis* n. sp. é um pouco mais antiga que os restantes membros de *Areia* (Ka2?-Ka3 face a Ka4, fatias-temporais do Katiano) e apresenta-se como um termo intermédio que pode corroborar a evolução de *Areia* a partir de *Turantyx* proposta por Přibyl *et al.* (1985). *A. bussacensis* n. sp. apresenta em comum com *Turantyx* a ausência de sulcos genais transversais e de sulcos ténues transversais nas pleuras torácicas (observam-se apenas as fileiras de minúsculas fossetas). No entanto, o espécime português apresenta tubérculos genais em posições coincidentes com os sulcos genais das restantes espécies de *Areia* e parecem observar-se cavidades/fóssulas? nos sulcos dorsais de *A. bussacensis* n. sp. em posições análogas aquelas onde em *A. bohemica* se conectam os sulcos genais. Assim, *A. bussacensis* n. sp. pode apresentar, embora sob uma forma mais primitiva, as estruturas que no Katiano superior

evoluíram para sulcos genais transversais. Estes sulcos poderiam ter uma função sensorial, dada a existência de tubérculos genais em *A. Bussacensis* n. sp. Přibyl *et al.* (1985) que, através da imagem publicada por Thadeu (1947), apenas puderam observar um único par de tubérculos genais, sugeriram que estas estruturas poderiam ser tubérculos oculares, tendo sido este caracter um motivo adicional para defenderem que *A. bussacensis* n. sp. deveria repesentar um novo género. A nível torácico, *Turantyx* tem apenas nove segmentos torácicos enquanto *Areia* apresenta já 10. Também *A. bussacensis* n. sp. apresenta 10 segmentos torácicos. Přibyl & Vaněk (1968) incluíram na diagnose do subgénero *Areia (Areia)* a existência de dois sulcos longitudinais glabelares que conectam as extremidades adaxiais dos sulcos glabelares laterais. De facto, *A. bohemica* parece apresentar estes sulcos, mas não fica claro, através do escasso material existente e figurado da espécie checa, se tais sulcos poderão ser um artefacto causado pela compressão glabelar, uma vez que a porção longitudinal central da glabela de *Areia* apresenta uma convexidade marcada e se eleva acima das regiões abaxiais glabelares. Por outro lado, *A. suecica* (conhecida apenas através das ilustrações de Olin, 1906, est. I, figs. 10-12) não apresenta estes sulcos e *Areia* sp. da Sardenha (Hammann & leone, 2007, est. 45, fig. 9) também não mostra quaisquer evidências destas estruturas. Além disso, *A. bussacensis* parece ter L1 sulcado adaxialmente, mas poderá ser também um artefacto da deformação, dada a convexidade de L1. Por este motivo, excluíu-se este caracter (sulcos exsagitais glabelares) da diagnose do género. Por último, *Areia* sp. da Sardenha, que apresenta já os sulcos glabelares interpretados como uma das apomorfias de *Areia* (Přibyl *et al.*,1985), mostra uma espinha occipital que se supõe ausente em *A. bohemica* e *A. suecica.* Porém, em *A. bussacensis* a esfoliação da área central do molde interno não permite verificar a presença/ausência deste carater. Com base no anteriormente discutido, não se considera agora que *A. bussacensis* n. sp. deva ser separada a nível genérico das espécies incluídas em *Areia*, o que causaria possivelmente parafilia. Interpretam-se antes as diferenças existentes (nomeadamente a nível genal) como uma condição mais primitiva do género, já que *A. bussacensis* n. sp. é agora a espécie mais antiga conhecida para o género. O número de segmentos torácicos e as estruturas vestigiais genais (tubérculos e fóssulas nos sulcos dorsais) justificam a inclusão em *Areia* em detrimento de *Turantyx*.

Por seu lado, Hammann & Leone (2007, p. 70) justificaram o porquê de considerarem *Areia bussacensis* um *nomen nudum* (ausência de definição, descrição e figuração da espécie) e sugeriram que, por observação da imagem publicada por Thadeu (1947), o espécime português poderia corresponder a um juvenil. No entanto, o espécime português corresponde claramente a um estádio holaspide, com 2,7 cm de comprimento total (sag.) (o holótipo da espécie-tipo *A. bohemica* tem 2,2 cm).

A opção de definir a espécie *A. bussacensis* n. sp. mesmo existindo um único espécime, justifica-se pelo facto deste taxon ter sido incluído nos trabalhos existentes sobre o género *Areia*, ser um membro importante para entender a evolução da subfamília Areiinae, da qual se conhecem muito poucos espécimes, e por ser bastante improvável que se consiga recolher material adicional da localidade-tipo (bastante rara e perda da maior área da jazida).

Família **PLIOMERIDAE *s.s.*** Raymond, 1913 (*sensu* Adrain, 2013)

Observações. Em trabalho não publicado (tese de doutoramento) Peers (1997) efetuou uma revisão e análise filogenética da Família Pliomeridae. Esta família incluía, à data, oito subfamílias, cuja análise do autor reduziu para cinco: Cybelopsinae Fortey, 1979, Protopliomeropinae Hupé, 1953, Pliomerinae Raymond, 1913, Pilekiinae Sdzuy, 1955 e uma nova subfamília que não chegou a nomear e que, por não ter sido publicada, permanece *nomen nudum*. No entanto, apenas Protopliomeropinae e a nova subfamília apareceram como monofiléticas na análise. Esta redução subfamiliar deveu-se à inclusão de três subfamílias anteriormente definidas em Pliomerinae (Pliomerinae, Pliomerellinae Hupé, 1953 e Placopariinae Hupé, 1953, taxa cuja historia evolutiva tem para o autor um antecessor comum, provavelmente próximo morfologicamente de *Protopliomerops hamaxitus* Jell, 1985) e à inclusão de Quinquecostinae Edgecombe & Chatterton, 1992 em Cybelopsinae. Não obstante o esforço de Peers (1997), as situações de parafilia e polifilia da estrutura de Pliomeridae no seu conceito mantêm a problemática de Pliomeridae. Mais recentemente, Adrain (2013) pôs em evidência a problemática que Pliomeridae no seu conceito atual encerra. Dentro da família, diferenciou vários grupos que poderão em separado constituir taxa monofiléticos, entre os quais Pliomeridae s.s. que, no seu conceito, inclui Pliomerinae e Placopariinae, tendo como taxa basal *Pseudomera*, "Cybelopsinae" e um terceiro grupo que inclui *Protopliomerella* Harrington, 1957 e taxa relacionados. Hammatocneminae Kielan, 1960 está definitivamente relacionado com Pliomeridae s.s. mas é francamente derivado e Quinquecostinae poderá inserir-se na estrutura de Encrinuridae. Neste trabalho optou-se por considerar a família Pliomeridae segundo o conceito de Pliomeridae s.s. de Adrain (2013), uma vez que é expectável que parte das subfamílias incluídas anteriormente em Pliomeridae venham a constituir taxa de categoria familiar independentes de Pliomeridae. A ampla distribuição geográfica do grupo poderá refletir mais os problemas existentes na estrutura filogenética da família do que propriamente no caracter cosmopolita do grupo. Segundo Adrain (2013), estão em progresso trabalhos sobre a estrutura filogenética de Pliomeridae.

Género ***Coplacoparia*** Hammann, 1971

Espécie-tipo. *Placoparia (Coplacoparia) borni* Hammann, 1971 [=*Coplacoparia borni*] do Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de Espanha (também presente no Darriwiliano superior-Sandbiano inferior de França, Portugal, Espanha e República Checa).

Diagnose. Ver Hammann (1971, p. 59).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Coplacoparia petri Moravec, 1990; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. tournemini (Rouault, 1847); =*Calymene tournemini*; várias formações do Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França, Espanha e Portugal.

Outras referências ao género. Moravec (1990) definiu a espécie *Placoparia (Coplacoparia) antiopa*, a qual foi considerada um sinónimo-júnior de *Coplacoparia borni* por autores posteriores (e.g. Havlíček & Vanek 1996). Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) e Rábano *et al.* (2010) citaram a presença de *Placoparia (Coplacoparia)* sp. na Formação Guezzart do Dobrotiviano inferior (Darriwiliano superior da escala global) de Marrocos. Robardet & Gutiérrez-Marco (2004) referiram a presença de *Placoparia (Coplacoparia)* sp. nos sinclinais de Valle e Cerrón del Hornillo, da Zona de Ossa Morena, Sevilha, Espanha, em níveis do Dobrotiviano (Darriwiliano superior da escala global). Rábano *et al.* (2014) referiram a presença de *Placoparia (Coplacoparia)* sp. n. na Formação Taddrist do Oretaniano terminal (Darriwiliano da escala global) de Marrocos. Petrunina *in* Repina *et al.* (1975, p. 218, est. XXXIII, fig. 24) identificou *Placoparia* sp. nas "Camadas com *Kielanella-Tretaspis*", Katiano superior do Turquestão e Cazaquistão. O único espécime, um cranídio muito incompleto, não permite uma identificação genérica segura e não parece pertencer a "Placopariinae". Por sua vez, Zhou *et al.* (2003) citaram a presença de *Placoparia* no Sandbiano basal da China, mas não figuraram qualquer material, pelo que não é possível verificar a identificação e/ou eventual atribuição do material chinês a outro género de Placopariinae. Também na Formação Moncorvo, no Sinclinal de Moncorvo, Sá (2005) identificou *Placoparia (Coplacoparia) tournemini*.

Observações. No que diz respeito a Placopariinae, subfamília onde anteriormente se incluía o género *Placoparia*, os dados de Peers (1997) e Adrain (2013) sugerem que este grupo cai na estrutura de Pliomeridae s.s., pelo que se optou por não considerar esta divisão subfamiliar neste trabalho. É importante, porém, mencionar que a presença de denticulações no bordo anterior é um caracter que surge como um nó importante no cladograma de Pliomeridae de Peers (1997), afastando *Placoparia* de *Pliomera* e denotando uma linhagem entre *Placoparia* e *Coplacoparia*. Placopariinae foi sempre considerado um taxon monogenérico, restrito a *Placoparia* Hawle & Corda, 1847, a qual foi dividida em três subgéneros: *Placoparia, Coplacoparia* e *Hawleia* Prantl & Šnajdr (1957). Estes subgéneros são aqui considerados géneros independentes, tanto pelo conceito de género e espécie seguido neste trabalho, como pelas características que diagnosticam cada um destes taxa (ausência/presença de denticulações do bordo anterior, número de segmentos torácicos e ausência/presença de bordo anterior). Anteriormente, Pillet *et al.* (1997) e Jell & Adrain (2002) tinham já considerado os subgéneros de *Placoparia* como taxa de categoria genérica.

Os géneros *Placoparia*, *Coplacoparia* e *Hawleia* deverão constituir uma linhagem evolutiva. *Placoparia*, género presente no Dapingiano?/Darriwiliano do Reino Unido, Bélgica, Bulgária, Portugal, Espanha, França, República Checa e Marrocos, diferencia-se de *Coplacoparia* pela presença de 12 segmentos torácicos (face a 11 de *Coplacoparia*) e bordo anterior liso. *Coplacoparia* é conhecida nas sequências do Darriwiliano superior/Sandbiano basal (Dobrotiviano e Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha,

França, República Checa e Marrocos. Por sua vez, *Hawleia*, conhecida no Sandbiano da República Checa, Katiano da Turquia (Dean *et al.*, 1999) e Katiano superior da Polónia, poderá ter evoluído de *Coplacoparia*, diferenciando-se pela ausência de bordo anterior com consequente expansão (sag.) do lóbulo frontal glabelar.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano superior a Sandbiano) de Portugal, Espanha, França, República Checa e Marrocos.

***Coplacoparia* sp.**
(Est. 89, Fig. A)

v *1897 Placoparia Zippei*, Boeck. (*Pl. Tourneminei*, Rou, *non Pl. Zippei*, Barr.) – Delgado, p. 28
v *1908 Placoparia Zippei* Boeck (=*Pl. Tourneminei* Rou.) – Delgado, p. 33
vp*1908 Placoparia Zippei*, Boeck. (*Pl. Tourneminei*, Rou, *non Pl. Zippei*, Barr.) – Delgado, p. 57
2011 Placoparia ? sp. – Sá *et al.*, p. 30

Material. Um cranídio incompleto (molde interno: MG2388) coletado na Formação Carregueira (Buçaco).

Ocorrência. Formação Carregueira, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) em Penacova (Zuvinhal, ZUV-FC-C17).

Descrição e observações. O facto de o sulco pré-glabelar ser subretilíneo e não arqueado, permite a identificação do género *Coplacoparia* e distinção de *Placoparia*. A distinção entre as espécies definidas do género, *C. borni, C. tournemini* e *C. petri* não é possível com o único espécime disponível. A ornamentação cefálica composta por grânulos abundantes e muito pequenos observa-se em algumas zonas nas esfoliadas (junto aos sulcos). *Coplacoparia* sp. da Formação Carregueira da região de Buçaco é o registo mais recente conhecido para o género na iberoarmórica, podendo vir a demonstrar que a biozona de extensão de *Coplacoparia borni* se estende até ao Berouniano inferior (o seu limite superior estava situado no topo do Dobrotiviano, Rábano, 1990; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002), sobrepondo-se com a biozona de extensão de *Crozonaspis chauveli*.

Subfamília **HAMMATOCNEMINAE** Kielan, 1960

Observações. Conforme discutido anteriormente nas observações relativas À família Pliomeridae, Hammatocneminae está proximamente relacionada, mas pelo seu caracter derivado mantém-se aqui a divisão subfamiliar. Refira-se que Hammann (1992, pp. 106-107) discutiu a história taxonómica desta subfamília, pelo que não é necessário repeti-la agora. Após o trabalho deste autor, o estudo da ontogenia de *Ovalocephalus* (Yuan *et al.*, 2003) corroborou a inclusão de Hammatocneminae em Pliomeridae.

Género ***Ovalocephalus*** Hammann, 1971
(=*Hammatocnemis* Kielan 1960)

Espécie-tipo. *Ovalocephalus kelleri* Koroleva, 1959 Sandbiano superior?/Katiano inferior do Cazaquistão.

Diagnose. Ver Kielan (1960, p. 140).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Ovalocephalus eoprimitivus Zhou & Zhou, 2008; Floiano-Dapingiano do Sul da China;
O. extraneus (Lu & Zhou, 1979); = *Hammatocnemis primitivus extraneus*; do Darriwiliano inferior da Mongólia;
O. globosus Abdullaev, 1972; Darriwiliano superior ao Sandbiano inferior do Uzbequistão e China;
O. kanlingensis (Zhang, 1981); = *Hammatocnemis kanlingensis*; Darriwiliano superior ao Katiano inferior da China, Irão e Cazaquistão;
O. longicervix (Zhou *in* Lu *et al.*, 1976); = *Hammatocnemis longicervix* do Katiano da China;
O. ovatus (Sheng, 1964); = *Hammatocnemis tetrasulcatus* var. *ovatus*; Katiano da China e Tailândia;
O. plewesae Fortey, 1997; parte inferior da Formação Pa Kae, Sandbiano?/Katiano da Tailândia
O. primitivus (Lu *in* Lu & Chang, 1974); = *Hammatocnemis primitivus*; Darriwiliano da China e Mongólia;
O. tetrasulcatus (Kielan, 1960); = *Hammatocnemis tetrasulcatus*; Katiano da Polónia, Turquia, Portugal, Espanha, Itália (Sardenha), ?China, ?Cazaquistão e ?Quirguistão;
O. yichongqiaoensis (Wu & Xia; 1990); = *Paratzuchiatocnemis yichongqiaoensis*; Sandbiano da China.

Outras referências ao género e observações. Zhou *et al.* (2010) efetuaram uma detalhada revisão do género, na qual se baseou inteiramente a listagem de espécies acima apresentada e a qual inclui todas as informações, referências ao género, registos e sinonímia de taxa, diagnoses e diferenças. Remete-se por isso para a leitura de Zhou *et al.* (2010). Após a data desse trabalho, o género não foi registado em novas regiões. Outro trabalho importante para o aumento do conhecimento deste género foi realizado por Wenwei *et al.* (2003), que descreveram a ontogenia e implicações para as afinidades e evolução do mesmo.

Ovalocephalus é um género com ampla distribuição estratigráfica (Ordovícico Inferior a Superior) e geográfica, encerrando uma variabilidade morfológica considerável. Esta realidade sugere que poderá, no seu conceito atual, ser parafilético. A análise filogenética efetuada por Zhou *et al.* (2010) para o género, que incluiu 10 das 11 espécies de *Ovalocephalus* consideradas válidas pelos autores, parece apoiar a suspeita cuja ampla

distribuição estratigráfica e geográfica do género levanta. Assim, *O. eoprimitivus*, a espécie mais antiga do género (Floiano), foi interpretada como uma forma ancestral que origina dois clados no Darriwiliano, um dos quais restrito à espécie *O. extraneus* e o outro incluindo as restantes. Dentro deste segundo clado, há dois grupos de espécies que são monofiléticos. Embora seja possível acompanhar uma tendência evolutiva entre todas as formas, as quais evoluíram sobretudo por processos de pedomorfismo (Wenwei *et al.*, 2003 e Zhou *et al.*, 2010), haverá certamente a necessidade futura de balizar qual a quantidade da variabilidade morfológica que *Ovalocephalus* poderá incluir e a necessidade de estabelecer outros taxa de categoria genérica que incluam as formas mais primitivas passíveis de distinção por um conjunto de plesiomorfias bem caracterizadas por Zhou *et al.* (2010).

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Inferior a Superior (Floiano ao Katiano) de Portugal, Espanha, Itália (Sardenha), Turquia, Irão, Uzbequistão, Cazaquistão, Quirguistão, Mongólia, Tailândia e China.

***Ovalocephalus tetrasulcatus* (Kielan, 1960)**

(Est. 89, Figs. B-H; Est. 90, Figs. A-M)

* 1960 *Hammatocnemis tetrasulcatus* n. sp. – Kielan, pp. 141-143, texto-figs. 38-39; est. XXV, fig. 3; est. XXVI, figs. 2-4; est. XXVII, figs. 6-8

? 1988 *Ovalocephalus tetrasulcatus* (Kielan 1960) – Dean & Zhou, p. 632, est. 59, figs. 10, 12-16

v1992 *Ovalocephalus* cf. *tetrasulcatus* (Kielan 1960) – Hammann, pp. 107-109, texto-fig. 30; est. 22, figs. 1-12

2007 *Ovalocephalus* cf. *tetrasulcatus* (Kielan 1960) – Hammann & Leone, pp. 70, 72-73; est. 46, figs. 1-10

(para lista completa de sinonímias ver Hammann (1992, p. 107) e Hammann & Leone, 2007, p. 72)

Material. Um cefalão (molde interno: MG30532); dezasseis cranídios (moldes internos: MG30513-1; MG30516; MG30523; MG30528; MG30529; MG30530; MG30533; MG30538-2; MG30562; MG30557/moldes externos: MG30520; MG30522; MG30535; MG30536; MG30553; MG30565); cinco librigenas (moldes internos: MG30512; MG30521; MG30525-1; MG30525-2; MG30561); três fragmentos de tórax (moldes internos: MG30519; MG30558; MG30560); doze pigídios (moldes internos: MG30518; MG30526; MG30534; MG30537-1; MG30537-2; MG30538-1/moldes externos: MG30511; MG30513-2; MG30515; 30524-1; MG30524-2; MG30564), todos procedentes do Membro Poiares da Formação Ferradosa (Penacova).

Uma librigena (molde interno: MG30574), originária do ?*Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Vila Nova de Poiares).*

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Espinheira, ESP-MP-1) e, com dúvida,

Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Vila Nova de Poiares (Alveite Grande, ALV-MRC-1), Portugal.

Descrição. Ver Hammann (1992, pp. 107-108).

Observações. O material estudado coincide com a descrição efetuada por Hammann (1992, pp. 107-108), pelo que não se considera necessário repeti-la neste trabalho. Assim, Hammann (1992, pp. 108-109) e Hammann & Leone (2007, pp. 72-73) discutiram detalhadamente a morfologia de material que agora se considera conspecífico dos espécimes portugueses estudados, proveniente da Formação Caliza de Cistoideos de Espanha e do Membro Punta S'Argiola da Formação Domusnovas e da Formação Tuviois da Sardenha, respetivamente, todas do Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), cronostratigraficamente equivalentes à Formação Ferradosa. Estes autores optaram por identificar os espécimes em nomenclatura aberta, *Ovalocephalus* cf. *tetrasulcatus*, pela existência de um encaixe (=notch) retangular entre o ângulo posterolateral fixigenal e a margem posterior, suavemente côncava, librigenal, o qual não é possível de observar no material báltico por questões preservacionais. Além disso, Hammann (1992) e Hammann & Leone (2007) basearam-se sobretudo na reconstituição de *O. tetrasulcatus* ilustrada por Kielan (1960, fig. 38), mas no cefalão figurado por esta autora (op. cit., est. XXVI, fig. 2), embora o ângulo genal não esteja completamente preservado, o contacto posterior entre a fixigena e a librigena não parece ser contínuo. No único espécime português que preserva a librigena articulada, esta região também não está completamente preservada, mas a morfologia é perfeitamente comparável à do material polaco, espanhol e sardo. Optoou-se assim por classificar o material das quatro regiões como conspecífico, coincidente na totalidade dos seus caracteres diagnósticos. No que diz respeito à ocorrência de *O. tetrasulcatus* documentada por Dean & Zhou (1988, p. 632, est. 59, figs. 10, 12-16) na Formação Sort Tepe do Katiano da Turquia, o material está insuficientemente preservado para confirmar os seus detalhes morfológicos, mas os caracteres preservados coincidem com os de *O. tetrasulcatus*.

Por outro lado, Zhou *et al.* (2010, p. 260) consideraram que diverso material da China, Cazaquistão e Quirguistão, atribuído anteriormente a outras espécies do género, é conspecífico de *O. tetrasulcatus*. Os registos do Katiano superior do Cazaquistão e Quirguistão (Apollonov 1974, est. 13, figs. 2, 4–8; Repina *et al.*, 1975, est. 43, figs. 17–18; est. 46, figs. 9–11, 13) são bastante similares a *O. tetrasulcatus*, mas os lóbulos L1 parecem ser um pouco maiores e o sulco transversal entre o par parece mais superficial. Os registos do Katiano inferior da China atribuídos por Zhou *et al.* (2010) a *O. tetrasulcatus* (Sheng, 1974a,b; Li *et al.*, 1975; Lu & Zhou, 1979; Zhou *et al.*, 1982; Qiu *et al.*, 1983; Sheng & Ji, 1986; Zhou *et al.*, 2000, 2005) parecem ter L1 claramente maiores que os do material português, espanhol e sardo (e.g. Zhou *et al.*, 2009, figs. 1a-c) e a atribuição dos registos chineses a *O. tetrasulcatus* parece arriscada, sobretudo porque um maior isolamento de L1 é uma das tendências evolutivas documentadas para o género (Zhou *et al.*, 2010), o que estaria de acordo com o facto destes registos chineses serem um pouco mais antigos (Katiano inferior) do que os registos bálticos e peri-gondwânicos (Katiano superior). Contudo, um

espécime proveniente do Katiano superior da China e figurado por Zhou *et al.* (2010, fig. 1l) apresenta já L1 mais pequenos, semelhantes aos dos espécimes peri-gondwânicos.

A nível pigidial, o material português e espanhol parece apresentar o terceiro par de pleuras menos definido (sobretudo em comparação com o material do Katiano inferior chinês), com os sulcos pleurais muito ténues, visíveis apenas adaxialmente. Adicionalmente, a ráquis pigidial parece um pouco mais larga no material ibérico (relativamente às áreas pleurais) e o campo pleural pós-raquidial comparativamente mais estreito (a razão da largura anterior da ráquis pigidial pela largura posterior da área pleural pós-raquidial é significativamente maior no material ibérico do que no material chinês, embora a preservação possa estar a exagerar a diferença). Porém, o facto de durante a ontogenia a ráquis pigidial se tornar progressivamente mais larga (em relação à largura total pigidial) e os sulcos pleurais posteriores progressivamente mais superficiais (Wenwei *et al.,* 2003) poderá indicar que estas diferenças estão relacionadas com as dimensões dos pigídios holaspide escolhidos pelos diferentes autores para figuração. De todas as formas, o conjunto de diferenças assinaladas a nível cranidial e pigidial entre o material peri-gondwânico e báltico e o material chinês são aqui consideradas suficientes para os considerar não conspecíficos.

Este é o primeiro registo do género *Ovalocephalus* em Portugal. A distribuição estratigráfica e geográfica do género sugere que este se terá originado no Sul da China no início do Floiano e estendido a sua distribuição geográfica durante eventos transgressivos (Zhou *et al.,* 2010). A sua presença no domínio europeu peri-Gondwânico tem sido relacionada com o Evento Boda (e.g. Hammann, 1992; Fortey & Cocks, 2003), durante o Katiano superior.

Os registos do género entre o Darriwiliano e o Katiano estão associados com condições de plataforma externa/talude, pelo que a sua distribuição é considerada controlada pelas fácies e interpretada como típica de domínios profundos (Zhou *et al.,* 2010). Na Formação Caliza de Cistoideos o género está quase ausente nas fácies carbonatadas puras do setor oeste (menos profundo), sendo abundante nas fácies margosas do setor oriental (Hammann, 1992). Na região de Penacova o género foi apenas encontrado nos níveis de Espinheira, argilosos, que sedimentologicamente indicam grandes profundidades. Ali constitui uma associação quase monospecífica no que diz respeito ao grupo das trilobites, sendo bastante abundante, estando em associação com pequenos braquiópodes típicos de domínios profundos. A sua distribuição corrobora assim as interpretações dos autores anteriores. Um único espécime proveniente do Membro Riba de Cima (Formação Ferradosa) de Alveite Grande, uma librigena, foi aqui tentativamente incluído em *O. tetrasulcatus,* embora a sua identificação seja arriscada.

Subordem **CALYMENINA** Swinnerton, 1915

Família **PHAROSTOMATIDAE** Hupé, 1953

Observações. Pharostomatidae foi amplamente considerado uma subfamília de Bathycheilidae (Hammann, 1983). No entanto, os bathycheilídeos apresentam um conjunto de caracteres exclusivos dentro dos calymeninos que não são partilhados por Pharostomatidae (parte posterior da fixigena bastante estendida posteriormente e somente 12 segmentos

torácicos). Por essa razão optou-se por seguir neste trabalho a proposta do trabalho de Adrain (2013), que considera o taxon monofilético Pharostomatidae uma família independente, ainda que esta possa estar incluída em Calymenidae Burmeister, 1843.

Género ***Prionocheilus*** Rouault, 1847

(= *Pharostoma* Hawle & Corda,1847)

Espécie-tipo. *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 da Formação Riadan, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de França.

Diagnose. Ver Whittard (1960, p. 132).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Prionocheilus almelai Hammann, 1992; Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Katiano inferior (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Espanha;

P. borni Vaněk, 1995; Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica), República Checa;

P. costai (Thadeu,1947); = *Pharostoma costai*; Membro Leira Má, Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano inferior (Berouniano superior da escala cronostratigráfica regional mediterrânica), Buçaco, Portugal; também na Formação Rosan, Kralodvoriano, França;

P. cautleyensis Ingham, 1977; Formação Cautley Limestone, Katiano superior (Andar Cautleyano da Série Ashgill da escala regional britânica), Cumbria, Inglaterra;

?*P. derceto* Vaněk, 1995; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica), República Checa;

P. foveolatus (Törnquist, 1884); =*Pharostoma foveolatum*; Sandbiano (Kukruse da escala regional balto-escandinava) da Suécia;

P. inermis (Kolobova *in* Sokolov & Yolkin, 1978); = *Pharostoma inermis*; Membro Obikalon, Formação Shakhriomon, Katiano superior, Uzbequistão;

P. languedocensis (Coutessole & Pillet, 1975); =*Pharostomina languedocensis*; Tremadociano?-Floiano (Tremadociano/Arenigiano da escala regional mediterrânica) da Montanha Negra, França e ?Espanha;

P. matutinus Dean, 1966; Floiano?/Dapingiano (Arenigiano da escala regional mediterrânica) da Montanha Negra, França;

P. mendax (Vaněk, 1965); =*Pharostoma pulchrum mendax*; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa; também Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de França, Espanha, Portugal e República Checa (Est. 95, Figs. J-L);

?*P mendoza* (Rusconi, 1953); Ordovícico, Argentina;

?*P. narinosus* (Siveter, 1977); = *Pharostoma narinosum;* Formação Solvang, Katiano inferior (Ka2 – andar Rakvere da escala regional balto-escandinava), Noruega; (?=*P. foveolatus*)

P. nieszkowskii (Schmidt, 1894); Sandbiano (Kukruse da escala regional balto-escandinava) da Estónia;

P. obtusus (M'Coy,1846); = *Otarion obtusus*; Formação Chair of Kildare Limestone, Katiano superior (Série Ashgill da escala regional britânica), Irlanda; também na Formação Caliza de Cistoideos, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) de Espanha;

P. oelandicus (Angelin, 1854); =*Pharostoma oelandicum*; Sandbiano?, Noruega;

P. parapulchra Kobayashi, 1951; Darriwiliano/Sandbiano, China;

P. pulcher (Barrande, 1846); =*Calymene pulchra*; Formação Zahořany, Sandbiano?/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa;

? P.rarum (Cooper & Kindle, 1936); =*Pharostoma rarum;* Membro Grand Coupe Beds, Formação White Head, ?Katiano-Hirnantiano, Percé, Canadá;

?*P. renhuaiensis* Zhou, Yin & Tripp, 1984; =*Prionocheilus parapulchra renhuaensis*; Darriwiliano/Sandbiano, China;

P. rutilus Hammann & Leone, 1997; Camada Cyclopygid do Membro Punta S'Argiola da Formação Domusnovas, Katiano superior (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha, Itália;

P. simile (Thorslund, 1940); *Pharostoma simile*; Katiano, Suécia;

P. solitus Apollonov, 1974; Katiano superior?/Hirnantiano, Casaquistão;

P. vokovicensis (Šnajdr, 1956); =*Pharostoma pulchrum vokovicensis*; Formação Šarka, Darriwiliano, (Oretaniano da escala regional mediterrânica), República Checa.

Outras referências ao género e observações. Os trabalhos de Hammann (1992, pp. 94-95), Hammann & Leone (2007, pp. 128-133) efetuaram extensas observações relativamente aos registos do género *Prionocheilus.* Por esse motivo remete-se para a consulta destes trabalhos, adicionando-se seguidamente algumas referências não mencionadas ou posteriores aos mesmos.

Chen & Zhou (2002, p. 225, est. II, fig. 20) identificaram *Prionocheilus* sp. na base do Membro "*Yangtzeella poloi* beds" do Darriwiliano da China. Dean *et al.* (2000) identificou *Prionocheilus* sp. no Katiano superior? da Turquia.

Mergl (2006) considerou que *Prionocheilus* sp. do Darriwiliano da Mauritania, identificado por Destombes *et al.* (1969) deverá ser atribuído ao género *Parabathycheilus* Mergl, 1984.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico (Floiano ao Hirnantiano) de Portugal, Espanha, França, Itália (Sardenha), República Checa, Marrocos, Turquia, Suécia, Noruega, Estónia, Reino Unido, Uzbequistão, Casaquistão, China, Estados Unidos da América, Canadá e Argentina.

***Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847**

(Est. 91, Figs. A-J; Est. 92, Figs. A-M; Est. 93, Figs. A-F

*1847 *Prionocheilus verneuili* n. g. n. sp. – Rouault, 320-321; est. 3, figs. 3, 3a

1907 *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 – Bézier, p. 120, figs. H.1-2, T1-5

v *1908 Calymene pulchra* – Delgado, p. 80
non 1908 Calymene pulchra – Delgado, pp. 57, 106 (=*Prionocheilus mendax*)
?1966 *Prionocheilus pulcher pulcher* (Beyrich) – Destombes, pp. 39, 41; est.4, figs.1-6
1980 *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 – Henry, pp. 79-80; est. 13, figs. 1-4, 7
1985 *Prionocheilus* cf. *pulcher* – Young, p. 421, est. 51, figs. 2-4
1991 *Prionocheilus* cf. *pulcher* – Romano, pp. 346-347; est. 3, figs. 6, 10, 12, 13
v *1995 Prionocheilus* cf. *pulcher* – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Prionocheilus* cf. *pulcher* – Romão, quadro 2.4
2010 *Prionocheilus* cf. *pulcher* – Guy & Lebrun, pp. 67, 69
2011 Prionocheilus cf. *pulcher* – Sá *et al.*, p. 18

N.B. para lista completa de sinonímias ver Henry (1980a, pp. 79-80)

Material. Quatro carapaças (moldes internos: CMP0340; CMP0341; CMP0343; MGUTAD15314a/moldes externos: MGUTAD15314b); dezanove cranídios (moldes internos: MG152; CMP0298a; MGUTAD15287; MGUTAD15292; MGUTAD15294; MGUTAD15295; MGUTAD15296; MGUTAD15298; MGUTAD15299; MGUTAD15300; MGUTAD15302; MGUTAD15303; MGUTAD15305; MGUTAD15306; MGUTAD15408/moldes externos: CMP0298b; MGUTAD15017; MGUTAD15209; MGUTAD15308; MGUTAD15309); três fragmentos de librigena (moldes externos: MGUTAD15151; MGUTAD15291; MGUTAD15312); um cefalotórax (molde interno: CMP0208); dez pigídios (molde interno: CMG0120; MGUTAD15249; MGUTAD15352; MGUTAD15364a; MGUTAD15399a; MGUTAD15427; MGUTAD15433/moldes externos: MGUTAD15197; MGUTAD15364b; MGUTAD15398; MGUTAD15622); um hipostoma (molde interno: CMP0352a/molde externo: CMP0352b), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Prionocheilus* que se caracteriza por uma glabela com largura máxima medida ao nível de L1 aproximadamente correspondente a 130% do comprimento sagital (excluindo anel occipital). L1 trapezoidal; L2 subcircular, cerca de duas vezes menor que L1; extremos adaxiais de S1 bifurcados, podendo as bifurcações descrever uma circunferência completa; S2 sagitalmente em linha com a zona medial das circunferências desenvolvidas pelas bifurcações de S1; S3 muito estreito, superficial e subtransversal. Área pré-glabelar pouco mais curta (sag.) que o bordo anterior cefálico; sulco do bordo anterior profundo, fino (sag.), transversal; bordo anterior cefálico ligeiramente mais comprido sagitalmente, largo (tr.). Margem anterolateral cefálica ornamentada por dezenas de pequenas espinhas dirigidas para fora ou ligeiramente curvadas posteriormente; espinha genal muito longa (podendo alcançar o nono-décimo segmento torácico). Pigídio com seis anéis raquidiais e peça terminal, seis sulcos pleurais e sulcos interpleurais muito ténues nos primeiros

segmentos. Toda a superfície externa está ornamentada por grânulos de dimensões semelhantes.

Descrição. Cefalão de contorno semicircular, arqueado (sag. e tr.). Glabela de contorno parabólico, alargada; máxima largura medida ao nível da parte posterior de L1, correspondendo a cerca de 130% do comprimento sagital (excluindo anel occipital). Sulcos dorsais profundos, muito largos no contorno de L1, tornando-se mais finos anteriormente, embora alarguem um pouco na região posterior de cada lóbulo glabelar lateral. Três pares de sulcos e lóbulos glabelares laterais. L1 subtrapezoidal, inflado, grande (largura de cada lóbulo L1 corresponde a 30% da largura posterior glabelar). S1 ligeiramente oblíquo para trás, subretilíneo na maioria da sua largura e bifurcado, podendo as bifurcações descrever uma circunferência completa ou, na maioria dos espécimes, definir meio arco de circunferência. L2 arredondados a ligeiramente subtriangulares, inflados, com comprimento (exsagital) cerca de metade do de L1 e um pouco mais estreitos que L1. S2 paralelo a S1, com os extremos adaxiais em linha exsagital com a zona mediana do arco de circunferência definido pelas bifurcações de S1. L3 subtriangular, muito pequeno, sem convexidade marcada. S3 subtransversal, muito curto e superficial, com cerca de metade do comprimento de S2, contactando com S2 no sulco dorsal. Cicatrizes musculares laterais correspondem a duas regiões ovaladas, alongadas transversalmente, nos cantos posteroadaxiais de L1, curtas (exsag.) e alargadas (tr.). Lóbulo frontal glabelar sublosangular, inflado, arredondado frontalmente. Sulco occipital profundo, mais superficial na porção mediana, convexo anteriormente. Anel occipital arqueado (sag. e tr.), porção mediana mais comprida (sag.). Área préglabelar corresponde a cerca de 5% do comprimento sagital cefálico, aplanada a suavemente convexa (variável entre espécimes), sendo que em espécimes mais pequenos é mais curta (sag.). Porção posterior fixigenal larga; porção anterior com metade da largura da posterior, tornando-se transversal na região préglabelar. Cristas oculares distintas, prolongando-se desde o contacto de S2 e S3 com o sulco dorsal obliquamente para trás e para fora para os lóbulos palpebrais, os quais se situam opostos a L2 e S1. Sulco de bordo posterior fino, bastante profundo, subtransversal, curvando para trás nos seus limites abaxiais, confluindo com o sulco de bordo lateral. Bordo posterior alargado adaxialmente, convexo (exsag.), convergindo com o bordo lateral. Sulco de bordo anterior profundo, amplo (sag.), retilíneo. Bordo anterior convexo (sag.), ligeiramente mais comprido medialmente, adelgaçando (exsag.) abaxialmente, subretilíneo a ligeiramente convexo para diante, um pouco mais comprido (sag.) que a área pré-glabelar. Ramos posteriores da sutura facial iniciam-se de forma subtransversal para curvar posteriormente em linha com o extremo abaxial do sulco do bordo posterior, prolongando-se exsagitalmente para a espinha genal, terminando na margem adaxial desta. Ramos anteriores da sutura facial um pouco convergente, limitando abaxiamente o bordo anterior em posição um pouco mais adaxial que os lóbulos palpebrais. Espinha genal fina, longitudinal, podendo alcançar o nono-décimo segmento torácico. Librigenas de contorno subtriangular, convexas, com sulco de bordo lateral bastante profundo e bordo lateral bastante convexo (tr.), ornamentado por espinhas subtriangulares direcionadas para fora ou ligeiramente encurvadas posteriormente, cuja base é tão larga quanto a distância entre espinhas.

Placa rostral desconhecida. Hipostoma com lóbulo anterior do corpo médio oval, inflado, sulco médio subcircular transversal e lóbulo posterior do corpo médio mais comprido (sag.) medialmente, bastante convexo (sag.).

Tórax composto por 13 segmentos. A estrutura torácica é a típica do género (*vd*. Hammann, 1983, p. 74; Hammann & Leone, 1997, pp. 129, 132), pelo que não se considera necessário repetir aqui.

Pigídio de contorno subtriangular a losangular, com comprimento (sag.) um pouco inferior a metade da largura. Ráquis ocupa cerca de 30% da largura pigidial máxima (medida ao nível do quarto anel raquidial), convexa (tr.) elevada em relação às áreas pleurais. Seis anéis raquidiais e uma peça terminal. Os anéis raquidiais diminuem de comprimento (sag.) posteriormente, a partir do segundo anel. Os dois primeiros apresentam a região medial ligeiramente convexa para diante. A peça terminal apresenta-se posteriormente arredondada, com comprimento aproximadamente igual ao conjunto dos três primeiros anéis, terminando antes de alcançar o bordo anterior e de forma abrupta (grande declive). Sete pares de sulcos pleurais, profundos, oblíquos para trás, terminando antes de alcançar o bordo pigidial, definindo sete costilhas pleurais. Nas primeiras duas-três costilhas pleurais, embora muito superficiais e, na maior parte dos espécimes, indistintos, distinguem-se ténues sulcos interpleurais, marcados apenas na porção mais adaxial das costilhas. O término dos sulcos pleurais e a peça terminal definem um estreito bordo pigidial, aplanado. Toda a superfície da carapaça está ornamentada por grânulos de dimensões semelhantes, densos e com distribuição bastante regular. Estes estão ausentes nos sulcos e a sua densidade é distintivamente inferior na circunferência definida pelas bifurcações de S1 e em duas regiões ovaladas, alongadas transversalmente, nos cantos posteroadaxiais de L1, aqui interpretadas como cicatrizes musculares laterais.

Ver também a descrição de material proveniente da mesma jazida por Romano (1991, pp. 346-347).

Observações. Os espécimes de *Prionocheilus* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão da região de Mação foram, desde o primeiro trabalho que os mencionou (Delgado, 1908), atribuídos à espécie *P. pulcher*, da Formação Zahořany da República Checa. Esta atribuição, após o trabalho de Young (1985), foi sempre efetuada em nomenclatura aberta como *Prionocheilus* cf. *pulcher*, justificada por Romano (1991) pela presença de um bordo anterior mais retilíneo e uma ornamentação fixigenal menos densa nos espécimes portugueses (diferenças agora refutadas). Para entender que os caracteres sofrem alteração evolutiva na linhagem de *Prionocheilus* no domínio europeu peri-gondwânico, a sucessão da Bacia de Praga, na qual o género ocorre em várias formações sucessivas e onde foram distinguidas diferentes espécies (Barrande, 1846, 1852; Šnajdr, 1955; Vaněk, 1965, 1995), é útil. Na possível linhagem *mendax-pulcher-borni* observam-se diferenças sobretudo ao nível da área pré-glabelar, bordo anterior cefálico, dimensões e contorno de L1 e comprimento das espinhas genais. A presença de um bordo anterior mais retilíneo é um dos caracteres diagnósticos de *P. borni* da Formação Bohdalec, a espécie estratigraficamente mais jovem desta região, tendo as restantes espécies esta estrutura convexa, arredondada. Outras diferenças, segundo Vaněk

(1965), são a presença de sete (em vez de seis) pares de sulcos pleurais pigidiais (definindo sete em vez de apenas seis costilhas em *P. borni*), a perda de curvatura do sulco occipital (que se torna mais retilíneo) e a suavização dos cantos anterolaterais das fixigenas. Vaněk (1965) descreve ainda uma área pré-glabelar côncava em *P. borni* face à área pré-glabelar aplanada de *P. pulcher*. É indiscutível que *P. borni* é uma espécie válida e distinta de *P. pulcher*, tendo em conta a estrutura pigidial. No entanto, algumas das diferenças cefálicas apontadas por Vaněk (1965) poderão estar relacionadas com a preservação. A observação de abundantes espécimes do Membro Queixopêrra, para interpretação da configuração do sulco occipital, área pré-glabelar e bordo anterior cefálico, permitiu verificar que a sua morfologia varia amplamente entre espécimes e, provavelmente, também ontogeneticamente (para fases holaspide). Se alguns espécimes (e.g. Est. 91, Fig. J; Est. 92, Fig. F) mostram um bordo anterior subretilíneo, outros (e.g. Est. 91, Fig. E; Est. 92, Fig. A) são convexos (anteriormente), perfeitamente comparáveis ao bordo de *P. pulcher* (comparar com Barrande, est. 19, fig. 1). Também a área pré-glabelar surge aplanada, convexa ou côncava, dependendo da preservação e do tamanho do espécime (normalmente, espécimes de maiores dimensões tendem a ter esta área um pouco mais comprida, sag., e aplanada; Est. 92, Fig. A-B). Por este motivo coloca-se em dúvida a validade de *P. derceto* Vaněk, 1995, diferenciada sobretudo pelo bordo anterior não "espessado" sagitalmente (semelhante ao do material português). É necessário um número de espécimes elevado para poder avaliar devidamente diferenças existentes ao nível do bordo anterior. Relativamente ao sulco occipital, existem espécimes que apresentam esta estrutura retilínea e outros fortemente curvada para diante na sua porção central (Est. 91, Fig. A e Est. 92, Fig. E), dependendo este artefacto da preservação/compactação. Também provenientes da Formação Zahořany, embora descritos como tendo esta estrutura sigmoidal (Vaněk, 1965), existem espécimes cujo sulco occipital é subretilíneo (e.g. Barrande, 1852, est. 19, fig. 2; Přibyl & Vaněk, 1976, est. 3, fig. 9). Além disso, Vaněk (1965) considerou que as fixigenas de *P. borni* apresentam terminação anteroadaxiais arredondadas, sem se conectarem na área pré-glabelar, ao passo que em *P. pulcher* estas terminações são angulosas, conectando-se as fixigenas na área pré-glabelar por intermédio de uma fileira de grânulos grosseiros. No entanto, tal caracter não se verifica em alguns espécimes observados nas coleções do Národní Muzeum (Praga). Estes caracteres, isoladamente, não permitem a diferenciação dos espécimes portugueses e checos e a utilização destes por parte de Vaněk (1965) como diferenças adicionais entre *P. pulcher* e *P. borni* parece pouco consistente. Também as diferenças ao nível da ornamentação não se verificam, tendo vários exemplares bem preservados observados no Národní Muzeum (Praga) permitido esclarecer a última diferença mencionada por Romano (1991). O único caracter que, embora variável conforme explicado anteriormente, parece diferenciar a maioria dos espécimes portugueses e checos é a configuração do conjunto área pré-glabelar+bordo anterior: na maioria dos espécimes portugueses a área pré-glabelar parece ser um pouco mais longa (sag.), o sulco de bordo anterior mais fino (em *P. pulcher* é bastante amplo) e o bordo anterior mais largo (tr.) e menos "afunilado" abaxialmente. Um único espécime (Est. 91, Fig. F) apresenta espinhas genais bastante longas (atingiriam eventualmente o oitavo-nono segmentos torácicos), mas a deformação poderá estar a exagerar o seu comprimento (em *P. pulcher* as espinhas alcançam no máximo o sexto segmento). No trabalho de Guy & Lebrun (2010, pp. 67, 69) foi figurado um espécime completo proveniente do Membro Queixopêrra

cujas pontas genais alcançam o oitavo segmento, mencionando que noutro espécime mais pequeno estas alcançam apenas o quinto segmento (podendo indicar controlo ontogenético do comprimento desta estrutura em fases holaspide, tornando este caracter débil como diagnóstico). Estas diferenças (configuração da região anterior cranidial e comprimento da espinha genal) foram os argumentos utilizados por Barrande (1852, p. 576) para diferenciar a espécie *P. pulcher* de *P. verneuili*, espécie-tipo do género. Posteriormente, Bézier (1907) e Whittington (1960) referem as mesmas diferenças, enquanto Dean (1966) e Romano (1991) admitem que estas podem ser preservacionais. O abundante material português observado, embora denote variação destes caracteres, indica que de facto a maioria dos espécimes se diferencia pela região anterior cranidial, independentemente da deformação, motivo pelo qual se atribui o material de Mação a *P. verneuili*. Adicionalmente, existe ainda a diferença do comprimento da espinha genal e também a configuração das cicatrizes musculares laterais na glabela: em *P. verneuili* são curtas (exsag.) e alargadas (tr.), enquanto Vaněk & Vokáč (1997) descreveram que as de *P. pulcher* são longas (exsag.) e estreitas. O número de espécimes de *P. pulcher* da Formação Zahořany da República Checa figurados é bastante limitado (menos de 10) para mais considerações quanto à variação desta região. De todas as formas, em caso de futuramente se demonstrar que *P. pulcher* e *P. verneuili* são sinónimos, *P. verneuili* tem prioridade nomenclatural e, deste modo, a atribuição específica efetuada neste trabalho não sofre alterações. No atual estado do conhecimento, considera-se que, embora muito próximas, *P. verneuili* e *P. pulcher* são duas espécies distintas, sendo o material português conspecífico da primeira (o que é também coerente com os modelos paleogeográficos destas regiões). Refira-se ainda que *Prionocheilus pulcher* identificada por Destombes (1966, p. 39, 40, est. 4, figs. 1-6) na Formação Tiuririne do Katiano (Berouniano superior - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) de Marrocos apresenta a região préglabelar com a mesma estrutura de *P. verneuilli*. Embora Destombes (1966) tenha atribuído o material marroquino a *P. pulcher*, mencionou que o campo préglabelar é maior relativamente ao bordo anterior do que nos espécimes checos. Por este motivo, incluem-se aqui com dúvida os espécimes marroquinos na sinonímia de *P. verneuili*. Por se desconhecer o comprimento da espinha genal no material da Formação Tiouririne justifica-se a interrogação.

O facto de, anteriormente, o material português de *Prionocheilus* do Membro Queixopêrra ter sido sempre aproximado a *P. pulcher* está relacionado com a maior divulgação e conhecimento desta última espécie face a *P. verneuili*. Sendo a única descrição existente da espécie a original de Rouault (1847), muito breve e baseada em escasso material incompleto, descreveu-se aqui o material e efetuou-se diagnose da espécie.

***Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947)**

(Est. 93, Figs. G-K; Est. 94, Figs. A-J; Est. 95, Figs. AD)

v *1897 Calymene costae* sp. n. – Delgado, p. 28
v *1908 Calymene costai,* sp. n. – Delgado, p. 57
v *1942 Calymene costai* – Costa, p. 93
*v 1947 *Pharostoma costai* (Delgado) nov. comb. – Thadeu, pp. 224-226, est. II, figs. 5-10

v *1949 Pharostoma costai* (Delgado 1908) –Thadeu, p. 129
1960 Pharostoma costai (Delgado, 1908) – Whittard, p. 138
v *non*1976 *Prionocheilus costai* (Delgado 1908) – Hammann, pp. 57-59, est. 4, figs. 46-51; est. 5, figs. 52-58; text-fig. 7 (=*Prionocheilus almelai*)
1977 Prionocheilus costai (Delgado, 1908) – Ingham, p. 105
1977 Prionocheilus costai (Delgado, 1908) – Owen, pp. 411, 413
1980 Prionocheilus costai (Delgado, 1908) – Henry, p. 80
v*non1982 Prionocheilus costai* (Delgado 1908) – Hammann *et al.*, p. 23 (=*Prionocheilus almelai*)
v *non*1983 *Prionocheilus costai* (Delgado 1908) – Hammann, p. 55, est. 3, figs. 34-36 (= *Prionocheilus almelai*)
non1984 Prionocheilus costai (Delgado) – Rábano, p. 272 (=*Prionocheilus almelai*)
v 1985 *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947) – Young, pp. 421-422; est. 51, figs. 5-7
non1987 Prionocheilus costai (Delgado 1908) – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 61
v 1991 *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947) – Romano, pp. 347-348; est. 4, figs. 1-9
1992 Prionocheilus costai (Delgado 1908) – Hammann, p. 95
1997 Prionocheilus costai (Thadeu 1947) – Hammann & Leone, p. 131
1997 Prionocheilus costai (Delgado 1908) – Hammann & Leone, p. 133
2011 Prionocheilus costai – Sá *et al.*, p. 31

Etimologia. Espécie dedicada por Nery Delgado a Francisco António Pereira da Costa (1809-1888), lente de Mineralogia da Escola Politécnica de Lisboa.

Lectótipo. (designado por Romano, 1991) Molde interno e correspondente de carapaça quase completa (MG160a e MG160b, figurado por Thadeu, 1947, est. II, fig. 8; Young, 1985, est. 51, fig. 5 e Romano, 1991, est. 4, figs. 1-3).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazidas LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paralectótipos. Nove carapaças incompletas (moldes internos: MG161a; MG163a; MG2848; MG2854-2; MG2855-1; MG2855-3; MG2856; MG2858/moldes externos: MG161b; MG163b); seis cefalotórax (molde interno:MG162; MG2850a; MG2852; MG2853; MG2854-1; MG15600a; MG2849a/Moldes externos: MG2850b; MG15600b; MG2849b); um fragmento de tórax (MG2857-1); um toracopigídio (molde interno: MG2858); duas carapaças enroladas (MG2855-2; MG2857-2); um hipostoma (molde externo: MG2857-1).

Ocorrência. Em Portugal, apenas na localidade-tipo. Também parte inferior da Formação Rosan (Young, 1985).

Diagnose. Uma espécie de *Prionocheilus* que se caracteriza por uma glabela de contorno parabólico, com largura máxima, medida ao nível de L1, aproximadamente igual ao comprimento sagital. Três pares de lóbulos glabelares laterais e sulcos, com S3 e L3 quase indistintos. L2 subcircular e de dimensões reduzidas (cerca de cinco vezes menor que L1). Área pré-glabelar com cerca de 20% do comprimento cefálico sagital; sulco do bordo anterior

profundo. Cerca de 60 espinhas de pequenas dimensões ornamentam a margem anterolateral cefálica. Pigídio com seis anéis raquidiais, cinco sulcos pleurais e sulcos interpleurais ténues. Toda a superfície externa está ornamentada por tubérculos de duas classes dimensionais distintas com um arranjo aleatório na glabela e organizado em fileiras mais ou menos regulares em estruturas de bordo, segmentos e anéis torácicos.

Descrição e observações. Thadeu (1947, pp. 224-226) descreveu com algum detalhe a espécie e Romano (1991, p. 347) efetuou as correções necessárias à descrição daquele autor, pelo que não se considera necessário repeti-las aqui. Acrescenta-se à lista de material estudado por Thadeu (1947) e Romano (1991) vários espécimes, entre os quais uma carapaça desarticulada (MG2857-1, não figurado) que inclui o molde externo de um hipostoma similar ao descrito e figurado por Hammann de *P. almelai* (1976, p. 59, est. 5, fig. 56). Com exceção da ornamentação, *Prionocheilus costai* é indiferenciável de *P. almelai*. Deste modo, a descrição desta última espécie dada por Hammann (1976, pp. 57-59) é amplamente aplicável à forma portuguesa.

Hammann (1976) considerou primeiramente os espécimes de *Prionocheilus* do Membro Lumaquelas terminales da Formação Bancos Mixtos (Berouniano superior; Est. 95, Fig. F-I) de Espanha conspecíficos de *P. costai*. No entanto, o acesso a detalhes da ornamentação da forma portuguesa fizeram-no considerar posteriormente (Hammann, 1992) o material espanhol como representante de uma espécie distinta, a qual nomeou *P. almelai*. Como diferenças, Hammann (1992) indicou que a ornamentação da espécie espanhola é constituída por tubérculos de tamanho variável, similar, e não organizados em fileiras, e que L2 são, possivelmente, um pouco maiores em *P. almelai*. Esta última diferença poderá ter sido exagerada pelo facto de as fotografias que Hammann consultou (as originais publicadas por Thadeu, 1947 e as publicadas por Romano, 1991) serem ligeiramente oblíquas à superfície dorsal. A observação do material-tipo de *P. almelai* e de *P.costai* parece agora revelar que esta diferença é inexistente, sendo as dimensões desta estrutura facilmente deformáveis (ver Est. 94, Fig. D e comparar dimensões de L2 direito e esquerdo; ver também Est. 95, Fig. I). A observação de uma maior quantidade de material de *P. almelai* poderá permitir confirmar ou refutar a existência desta diferença. Deste modo, embora considerando como única característica distintiva a ornamentação, *P. costai* e *P. almelai* são aqui consideradas espécies distintas, mantenho a proposta de Hammann (1992).

História do estudo. Os espécimes de *P. costai* foram encontrados durante a campanha de outubro de 1871 na região de Buçaco, tendo a indicação de 14/10/1871. Em etiquetas mais antigas, Nery Delgado designou estes espécimes como *Calymene* sp. Na primeira publicação na qual o nome da espécie é listado (Delgado, 1897), Delgado nomeou-a já como nova (embora *nomen nudum*) – *Calymene costae* (sic) aff. *Calymene blumenbachi*, atualmente espécie-tipo do género *Calymene* (epíteto específico correto é *blumenbachii* Brongniart *in* Brongniart & Desmarest, 1817). Posteriormente, Delgado (1908) corrige a grafia do epíteto específico de "*costae"* para "*costai"* e altera a afinidade para *Calymene incerta* Barrande, 1846, espécie checa atualmente atribuída ao género *Flexicalymene* Shirley, 1936. O espécime MG160, o mesmo eleito por Romano (1991) como lectótipo da espécie, contém a indicação de ter sido desenhado por Luiz Couceiro. Também Carrington da Costa (1942) considerou

que a espécie *P. costai* pertenceria ao grupo de *Calymene incerta* (portanto, ao género *Flexicalymene*). Só cinco anos depois a espécie é tornada válida por Thadeu (1947), que a atribui corretamente ao género *Pharostoma* (sinónimo de *Prionocheilus*; a discussão sobre a prioridade destes nomes foi amplamente discutida por vários autores, e.g. Ingham, 1977). Após a publicação do trabalho de Thadeu (1947), Whittard (1960) divulgou a espécie portuguesa, discutindo as suas diferenças aquando da descrição de *Prionocheilus pulcher* proveniente de Shelve Inlier, Reino Unido. Esta divulgação, juntamente com a identificação da espécie em Espanha por Hammann (1976; posteriormente o material espanhol foi distinguido por Hammann, 1992 como uma espécie distinta, *P. almelai*), permitiu que em trabalhos estrangeiros posteriores (e.g. Ingham, 1977, Owen, 1977) a espécie portuguesa tenha sido tida em consideração nas discussões do género (o que não ocorreu com a grande maioria dos taxa definidos por Thadeu, 1947). Finalmente, Romano (1991) descreveu a espécie em inglês e figurou vários espécimes, permitindo a sua difusão na comunidade científica internacional.

***Prionocheilus* sp. indet.**

(Est. 95, Fig. E)

Material. Um toracopigídio (molde interno: MG3205).

Ocorrência. Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1) Portugal.

Descrição e observações. O único espécime existente está tão debilmente preservado que até a atribuição genérica é arriscada. Corresponde a um molde interno de um toracopigídio, preservando 12-13 segmentos torácicos, dos quais os primeiros três-quatro estão desarticulados, deslocados alguns milímetros do restante tórax articulado. O contacto tórax-pigídio é difícil de interpretar, mas parece evidente que a segmentação pigidial não é muito intensa (sulcos ténues e eventualmente um máximo de quatro pares de sulcos pleurais). A ráquis pigidial é relativamente curto (sag.), ocupando cerca de 70% do comprimento pigidial, e não se distingue a segmentação desta. Em algumas zonas é possível observar a ornamentação granular regular (tamanho dos grânulos parece semelhante). Proveniente da mesma região, embora de níveis que se consideram um pouco mais antigos, conhece-se *Prionocheilus costai*, uma espécie cuja segmentação pigidial também não é muito marcada. No entanto, outras espécies conhecidas no Katiano (e.g. *P rutilus* do Katiano superior da Sardenha) têm segmentação semelhante (ver Hammann & Leone, est. 32, fig. 5b, bastante semelhante ao espécime português). O estado do material não permita efetuar mais considerações.

História do estudo. O único espécime de *Prionocheilus* proveniente da jazida de Cabeço Pedrogão (SAZ-MRC-1) foi coletado a 6 de setembro de 1897 e é um dos três únicos fósseis de trilobites recolhidos naquela localidade nas colheitas dos Serviços Geológicos de Portugal. Anteriormente nunca foi mencionado, tendo em etiqueta antiga a indicação "*Calymene?*".

Durante as campanhas de campo realizadas nesta jazida no âmbito deste trabalho, não foi encontrado nenhum fragmento adicional deste taxon.

Família **CALYMENIDAE** Burmeister, 1843

Subfamília **COLPOCORYPHINAE** Hupé, 1955

Observações. *Colpocoryphinae* foi durante várias décadas considerado um grupo de homalonotídeos, visão alterada por Henry (1980b), que, baseado sobretudo nos caracteres hipostomais, considerou que esta subfamília pertence a Calymenidae. Esta opinião foi aceite desde então, exceto por Congreve & Lieberman (2008), que, efetuando uma análise filogenética a Homolanotidae, a incluíram em *Colpocoryphe*. Como mencionou Adrain (2013), esta análise é questionável, tendo utilizado um número muito reduzido de representantes da família e, possivelmente, membros de outras famílias (*Colpocoryphe*). Opta-se aqui por seguir a opinião de Henry (1980b).

Género ***Colpocoryphe*** Rouault, 1847

Espécie-tipo. *Calymene arago* Rouault, 1849 (=*Colpocoryphe aragoi*) da Formação Traveusot, Darriwiliano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) Ille-et-Vilaine, França.

Diagnose. Ver Hammann (1983, p. 80).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Colpocoryphe bohemica (Vaněk, 1965); =*Plaesiacomia bohemica*; Formação Šárka, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. conjugens Hammann, 1983; Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de Portugal e Espanha;

C. deani Courtessole, Pillet & Vizcaino, 1983; Dapingiano/?Darriwiliano (Arenigiano superior da escala regional mediterrânica) de França;

C. escudei (Courtessole, Pillet & Vizcaino, 1983); Arenigiano de França;

C. grandis (Šnajdr, 1956); =*Calymene (Colpocoryphe) grandis*; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa; também presente na Formação Letná, da mesma idade da República Checa e no Sandbiano a Katiano? (Berouniano inferior a médio) de Portugal, Espanha, França e Marrocos;

?*C. hughesi* (Thomas, 1977); =*Plaesiacomia hughesi*; Darriwiliano (Llanvirniano inferior da escala regional britânica), Reino Unido;

C. inopinata (Novák *in* Perner, 1918); =*Calymene inopinata*; Formação Šárka, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. maynardensis Courtessole, Pillet & Vizcaino, 1983; Formação Cluse de l'Orb do Arenigiano da Montanha Negra, França;

C. prima (Barrande, 1872); =*Calymene prima*; Formação Dobrotivá, Darriwiliano superior/Sandbiano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa; (sinónimo-sénior de *C. adisol* Šnajdr, 1985)

C. rouaulti Henry, 1970; Darriwiliano (Oretaniano ao Darriwiliano da escala regional mediterrânica) de França, Portugal e Espanha;

C. taylorum Fortey & Owens, 1987; Arenigiano superior do País de Gales, Reino Unido;

C. thorali Dean, 1966; Arenigiano de França;

?*C. zarumila* Šnajdr, 1988; Formação Klabava, Dapingiano (Arenigiano superior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. zmudai Vaněk, 1995; Formação Šárka, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

Outras referências ao género e observações. *Colpocoryphe* é um género que atraiu bastante atenção, pelo que se remete a leitura para Henry (1970, 1980a, 1980b), Hammann (1983), Šnajdr (1988) e Rábano (1990) para mais detalhes sobre outras referências ao género e evolução do seu conhecimento. Seguem-se algumas considerações posteriores a estes autores ou não incluídas nos seus trabalhos.

Colpocoryphe foi citada em Marrocos por vários autores, no Ordovícico Médio (e.g. Destombes *et al.*, 1985; Rábano, 2014), embora os espécimes marroquinos deste género e idade não tenham ainda sido alvo de estudo e figuração (apenas *Colpocoryphe grandis*, da Formação Ktaoua inferior, por Destombes, 1966). *Calymene paronai* Pellizzari, 1913, do Ordovícico Médio da China, foi atribuída por Kobayashi (1951) a *Colpocoryphe*, mas Turvey (2005) reatribuiu a espécie ao género *Neseuretus*. Também Romano & Webb (2000) identificaram *Colpocoryphe* sp. na Formação Kirkland do Darriwiliano (Llanvirniano da escala regional britânica) de Inglaterra. Por seu lado, Vizcaïno & Álvaro (2003) definiram uma Zona (J) baseada na distribuição de *Colpocoryphe maynardensisi*, na Formação Cluse de l'Orb do Arenigiano da Montanha Negra, França.

As ocorrências do género no Ordovícico Médio da República Checa foram, durante as décadas de 1980 e 1990, diferenciadas em várias espécies – *Colpocoryphe adisol, C. zarumila, C. zmudai* – debilmente documentadas, cuja validade deveria ser investigada. Nesse sentido, *C. adisol* foi considerada um sinónimo-júnior de *C. prima* por Vaněk & Valíček (2001), sendo *C. zmudai* considerada agora como válida (embora a preservação possa ter algum controlo nos caracteres selecionados por Vaněk, 1995, como diagnósticos) e *C. zarumila* é mantida com interrogação por se diagnosticar com base em caracteres que são amplamente afetados pela deformação, o que poderia justificar o facto de Šnajdr (1988) ter considerado que é extremamente rara e listado como único material o holótipo. No mesmo trabalho, Šnajdr (1988) definiu a subespécie *C. grandis arecuna*, para incluir o material da Formação Letná anteriormente atribuído a *C. grandis*, considerando que esta última é restrita à Formação Libeň. No trabalho agora apresentado optou-se por considerar ambas as subespécies distinguidas por Šnajdr (1988) como conspecíficas. As diferenças apontadas por este autor (e.g. L1 mais robustos, S1 menos inclinado, sulco vincular pigidial mais profundo) são todas fortemente dependentes da preservação. Adicionalmente, como referido por Šnajdr

(1988), a dimensão dos espécimes da Formação Letná (suprajacente à Formação Libeň) é em média superior, o que poderia justificar as diferenças assinaladas pelo autor, mas não ter necessariamente de significar ser esta uma espécie distinta. Situações semelhantes em que pequenas variações morfológicas diretamente relacionadas com as dimensões de espécimes holaspides são muito comuns.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Dapingiano ao Sandbiano/Katiano inferior?) de Portugal, Espanha, França, República Checa, Marrocos, Reino Unido e Turquia.

***Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956)**

(Est. 96, Figs. A-E; Est. 97, Figs. A-J; Est. 98, Figs. A-O)

vp *1897 Calymene aragoi* Rou. – Delgado, p. 28
p 1901 *Calymene aragoi* Rouault – Kerforne, pp. 176-177
vp *1908 Calymene aragoi,* sp. n. – Delgado, p. 41, 57, 80, 88, (*non* pp. 33, 42, 89, 93=*C. rouaulti*)
1950 *Colpocoryphe aragoi* (Rouault 1848) – Termier & Termier, est. 194, figs. 1-3; est. 199, fig.1
*1956 *Calymene (Colpocoryphe) grandis* nov. sp. – Šnajdr, 529-530; est. 3, figs. 1-9.
1966 *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956) – Destombes, pp. 35-36; est. 2, figs. 1-7
1980 *Colpocoryphe* cf. *lennieri* (Bergeron, 1893) – Cooper, pp. 272-277, est. 24, fig. 7
1985 *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956) – Young, pp. 416-418; est. 48, fig. 14; est.50, figs. 19, 20)
1991 *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956) – Romano, pp. 338, 340; est. 2, figs. 1-3, 7, 8, 11
1991 *Colpocoryphe* sp. – Romano, p. 342, est. 1, fig. 14
v*1995 Colpocoryphe grandis* – Romão *et al.*, p. 124
v*2000 Colpocoryphe grandis* – Romão, quadro 2.4
2010 *Colpocoryphe grandis* (Snajdr 1956) – Guy & Lebrun, pp. 62, 65
2011 *Colpocoryphe grandis* – Vidal *et al.*, p. 38, fig. 10A-D
2011 Colpocoryphe grandis – Sá *et al.*, pp. 18, 30

N.B. Para lista completa de sinonímias consultar Henry (1980aa, p. 64), Cooper (1980, pp. 272-273, Hammann (1983, p. 85), Young (1985, pp. 416-417) e Šnajdr (1988, p. 18).

Material. Um toracopigídio (molde interno: CMP0310), oriundo da Formação Carregueira (Mação).

Dezanove caparaças quase completas (moldes internos: MGUTAD15145a; MGUTAD15171; MGUTAD15172; MGUTAD15176; MGUTAD15186; MGUTAD15187; MGUTAD15194; MGUTAD15438; MGUTAD15442; MGUTAD15448a; MGUTAD15450; MG16127-6; MG91-2-006; MG16128-2; MG16128-3; MG16131; CMP0358-1; CMP0358-2/molde externo: MGUTAD15137; MGUTAD15145b; MGUTAD15448b); doze cranídios (moldes

internos: MG91-2-003; MG91-2-004; MG91-2-007; MG15684-2; MG16131-2; MGUTAD15118; MGUTAD15174; MGUTAD15165; MGUTAD15437; MGUTAD15625/moldes externos: MGUTAD15180; MGUTAD15192); treze cefalotórax (moldes internos: MG16127-5; MGUTAD15182; MGUTAD15188; MGUTAD15200; MGUTAD15201; MGUTAD15381; MGUTAD15439; MGUTAD15440; MGUTAD15446; MGUTAD15451/moldes externos: MGUTAD15032; MGUTAD15178; MGUTAD15189; MGUTAD15195); seis fragmentos de tórax (moldes internos: MGUTAD15168; MGUTAD15179/moldes externos: MGUTAD15036; MGUTAD15185; MGUTAD15187; MGUTAD15191;); vinte toracopigídio (moldes internos: MG91-2-005; MG16127-1; MG16127-2; MG16127-3; MG16127-4; MG16128-1; MG16130; MG3629-1; MG3630-2; MG3630-2; MGUTAD15157; MGUTAD15183; MGUTAD15184; MGUTAD15436; MGUTAD15443; MGUTAD15449/moldes externos: MGUTAD15110; MGUTAD15156; MGUTAD15441; MGUTAD15444); cinco pigídios (moldes internos: MG3630-1; MGUTAD15175a; MGUTAD15181; MGUTAD15170/moldes externos: MGUTAD15169; MGUTAd15175b); duas carapaças enrolada (moldes internos: MG16127-7; CMP0346); um hipostoma (molde interno: CMG0117). Adicionalmente, existem dezenas de espécimes provenientes sobretudo da Camada Favaçal da região de Mação que não se julgou necessário numerar e incluir na listagem de material. Todo este material proveniente do Membro Queixopêrra da (Mação). Adicionalmente, existem dezenas de espécimes provenientes sobretudo da Camada Favaçal da região de Mação que não se julgou necessário numerar e incluir na listagem de material.

Um cranídio (molde interno: MG2376) obtido na Formação Carregueira (Buçaco).

Seis cranídios (moldes internos: MG82-2-001; MG82-2-002; MG82-3-004; MG82-3-005; MG82-3-006); toracopigídio (moldes externos: MG3190), provenientes da Formação Louredo (Buçaco).

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1; Pereiro, PER-FCP-1, PER-FCP-2; Queixopêrra, QXP-FCP-2; Sanguinheira, BS-FCP-C23) e Amêndoa (Aldeia de Eiras, EIR-FCP-C7); Formação Carregueira e Formação Louredo na região de Penacova (Zuvinhal, ZUV-FC-C17 e Palheiros, JOR-FLO-C17, JOR-FLO-C18).

Diagnose. Ver Šnajdr (1956, p. 502) e Hammann (1983, p. 85).

Descrição. Ver Šnajdr (1956, pp. 502-503), Destombes (1966, pp. 35-36), Henry (1980aa, p. 65), Cooper (1980, pp. 273-275) e Hammann (1983, pp. 86-87).

Observações. *Colpocoryphe grandis* é uma espécie detalhadamente conhecida e descrita (Šnajdr, 1956; Destombes, 1966; Henry, 1980a; Cooper, 1980 e Hammann, 1983). As extensas descrições e discussões efetuadas pelos autores anteriores tornam desnecessárias quaisquer observações adicionais, sendo o material português aqui considerado conspecífico dos registos da espécie em Espanha, França, República Checa e Marrocos. O material português proveniente da Formação Cabeço do Peão foi anteriormente estudado por Romano (1991, pp. 338, 340; est. 2, figs. 1-3, 7, 8, 11). Os espécimes oriundos da mesma região, mas

da Formação Carregueira e provenientes das formações Carregueira e Louredo da região de Buçaco são também conspecíficos, reforçando a ampla distribuição geográfica da espécie. É tipicamente uma espécie oportunista, dominando em vários locais (e.g. Pereiro, Mação) a Camada Favaçal, que é caracterizada por uma baixa biodiversidade.

Subfamília **REEDOCALYMENINAE** Hupé, 1955

Género ***Calymenella*** Bergeron, 1890

Espécie-tipo. *Calymenella boisseli* Bergeron, 1890 da Formação Glauzy, Katiano inferior (Ka2; Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Montanha Negra, França.

Diagnose. Ver Hammann & Henry (1978, p. 405).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

C. bayani (Tromelin & Lebesconte, 1875); =*Calymene bayani*; Formação Saint-Germain-sur-Ille, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de França (sinónimo sénior de *C. alcantarae*);

C. krafti Vokáč, 1988; Formação Libeň, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica), República Checa;

C. media (Barrande, 1852); =*Homalonotus medius*; Formação Zahořany e Formação Bohdalec Sandbiano?/Katiano (Berouniano médio a superior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. moorei Sdzuy, 1957; Formação Quartzites d'Andreasteich, Sandbiano?/Katiano, Alemanha;

C. parvula (Barrande, 1846); =*Calymene parvula*; Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

C. preboisseli Beckly, 1989; Membro Maes and Geirchen Sandstone, Formação Nant Ffrancon, Floiano/?Dapingiano (Whitlandiano da escala regional britânica) do País de Gales, Reino Unido;

C.? *sardoa* (Vinassa, 1927); =*Homalonotus*? *sardous*; Camada "Caput aquas-Piolanas", Katiano inferior (Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica), Sardenha, Itália.

Outras referências ao género e observações. Vários trabalhos detalharam o género, rementendo-se para a leitura de Hammann & Henry (1978), Henry (1980aa, 1996) e Hammann & Leone (1997, pp. 120-125), tendo estes últimos autores efetuado detalhados comentários sobre as espécies atribuídas a *Calymenella* e vários outros registos do género. Deste modo, não se considera necessário repetir aqui uma listagem exaustiva das referências ao género, acrescentando-se apenas alguns dados posteriores ao trabalho de Hammann & Leone (1997) e/ou não citadas por estes autores.

Assim, Pillet (1990, pp. 14-16, est. 4, figs. 5-11; est. 5, figs. 1-8) documentou *Calymenella* aff. *bayani* na Formação Grès de la Forêt d'Ancenis do Berouniano de França. Por seu lado Becq-Giraudon & Massa (1996) mencionaram a presença de *Calymenella* cf. *boisseli* na Formação Melez-Chograne do Katiano inferior (Ka2) da Líbia. Também Henry (1996, est. 45, fig. 3) indicou a presença de uma nova espécie, que não definiu, na Formação Ktaoua Superior do Kralodvoriano de Marrocos. Como Hammann & Leone (1997, p. 121) mencionaram, o material de *Calymenella* de Marrocos, Tunísia e Argélia carece de estudo. Neste sentido, Becq-Giraudon & Lardeux (2005) efetuaram uma revisão do género na Formação Grès de la Forêt d'Ancenis, do Berouniano de França, a qual porém não acrescenta importantes dados face aos trabalhos mencionados no início destas observações. Posteriormente Álvaro *et al.* (2007, fig. 6A) figuraram um pigídio identificado como *Calymenella* sp. da Formação Tiouririne Superior do Katiano inferior (Ka2, Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Marrocos, o qual apresenta os caracteres diagnósticos de *C. boisseli*. Da mesma idade, Álvaro *et al.* (2015, fig. 7I) figuraram *C.* cf. *boisseli* da Formação Gascagne da Montanha Negra, França.

O único registo do género no Silúrico foi documentado por Sandford & Holloway (2006), que o identificaram no Membro Calton Hill Sandstone da Formação Springfield do Llandovery da Austrália.

Por seu lado Turvey (2002) efetuou uma detalhada análise filogenética de Reedocalymeninae. De *Calymenella*, codificou somente *C. preboisseli* por ser a espécie mais antiga conhecida (topo do Ordovícico Inferior?/Ordovícico Médio). De facto, a distribuição estratigráfica do género, que com exceção de *C. preboisseli* só é conhecido no Ordovícico Superior, pressupõe que haja uma importante falta de amostragem de *Calymenella* durante o Dapingiano e o Darriwiliano (Ordovícico Médio). A análise de Turvey (2002, 2005) indicou que *Calymenella* "cai" no clado de *Neseuretus s.s.*, que representa um conjunto derivado de representates de Reedocalymeninae. Anteriormente Henry (1980aa,b) tinha justificado a atribuição de *Calymenella*, género até então interpretado como um homalonotídeo (e.g. Thomas, 1977), a Calymenidae baseando-se, sobretudo, nos caracteres torácicos. A sua proposta foi aceite pelos autores posteriores e apoiada pela análise filogenética de Turvey (2002). No entanto, Congreve & Lieberman (2008), baseando-se numa análise filogenética de Homalonotidae bastante incompleta, defenderam que *Calymenella* pertence a esta família. Pelos mesmos motivos mencionados para *Colpocoryphe*, opta-se nesta tese por seguir a opinião de Henry (1980b), também corroborada pela detalhada análise de Turvey (2002), em detrimento das conclusões de Congreve & Lierberman (2008). Adicionalmente, Hammann & Leone (1997, p. 122, est. 30, fig. 8) atribuíram, com um elevado grau de confiança, um hipostoma a *Calymenella boisseli* (esclerito até então desconhecido para o género) o qual justifica a atribuição a Reedocalymeninae.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Inferior?/Médio ao Superior (Floiano?/Dapingiano ao Katiano inferior, Ka2) de Portugal, Espanha, França, República Checa, Marrocos, Sardenha, Alemanha, Reino Unido, Turquia, Tunísia, Argélia e Líbia, e Silúrico (Llandovery) da Austrália.

Calymenella boisseli Bergeron, 1890

(Est. 99, Figs. A-G)

*1890 *Calymenella boisseli* n. g. n. sp. – Bergeron, pp. 365-371, est. 5, figs. 1-7
v1985 *Calymenella boisseli* – Young, pp. 418-420

N.B. Para lista complete de sinonímias ver Hammann & Henry (1978, pp. 405-406), Henry (1980a, p. 74) e Becq-Giraudon & Lardeux (2005, p. 163)

Material. Um cranídio (molde interno: MGUTAD15142); um pigídio (molde interno: MGUTAD15140) provenientes do Membro Aziral da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Um cranídio (molde interno:MG-SP-001/molde externo: MG-SP-005), recolhido no Membro Vaca da Formação Louredo (Penha Garcia).

Ocorrência. Membro Vaca, Formação Louredo em Penha Garcia (Monfortinho, VAC-FL-1 e VAC-MV-1) e Membro Aziral, Formação Cabeço do Peão em Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FRL-1), Katiano inferior (Berouniano médio? a superior da escala regional mediterrânica), Portugal.

Descrição e observações. Para descrição detalhada ver Henry (1980aa, pp. 74-75), Hammann (1983, p. 73) e Hammann & Leone (1997, pp. 120-121). A longa (sag.) área pré-glabelar, com definição de bordo anterior, permite a distinção do nosso material de *C. bayani*. Embora Young (1985) tenha atribuído o cranídio do Membro Vaca a *C. boisseli*, referiu que este se aproxima mais de *C. bayani*. No entanto, a morfologia da área pré-glabelar é diagnóstica da primeira espécie (Est. 99, Fig. H). Os espécimes da Formação Ribeira da Laje da região de Mação (Est. 99, Figs. A-F), com os caracteres cranidiais mencionadas anteriormente e pigídio com ráquis composta por oito anéis raquidiais e peça terminal e 7-8 pares de sulcos pleurais permitem a atribuição segura a *C. boisseli*. Para observações adicionais sobre a espécie e diferenciação de outras espécies do género, consultar Hammann & Leone (1997, pp. 122-124).

Calymenella cf. *bayani* (Šnajdr, 1956)

(Est. 99, Figs. I-L)

? *1971 Eohomalonotus* cf. *brongniarti* – Perdigão, p. 529
1980 *Calymenella* (*Calymenella*) *boisseli* – Cooper, pp. 46-51, est. 22, fig. 10; est. 23, figs. 1-2

Material. Dois pigídios (molde interno: MGUTAD15630a/moldes externos: MGUTAD15630b; MGUTAD15632), provenientes da Formação Ribeira da Laje (Fajão).

Ocorrência. Formação Ribeira da Laje em Fajão (Cabril, STL-FRL-1) e Formação Cabeço do Peão (parte superior) em Dornes (ver Cooper, 1980), Katiano inferior (Berouniano médio? a superior da escala regional mediterrânica).

Descrição e observações. Para descrição detalhada ver Henry (1980aa, pp. 76-77), Hammann (1983, pp. 73-74). O material aqui atribuído a *Calymenella bayani* consiste apenas em dois pigídios, debilmente preservados em litologias areníticas, motivo pelo qual a atribuição é feita em nomenclatura aberta. A estrutura pigidial, com ráquis larga (tr.), definida posteriormente, seis anéis raquidiais, cinco pares de sulcos pleurais (definindo 5-6 costilhas) e sulcos interpleurais e dimensões dos espécimes aproximam este material de *C. bayani* da Formação Saint-Germain-sur-Ille de França (Henry, 1980, pp. 76-78; figs. 29, 30; est. 12, figs. 1-5) e da Formação "Cuarcitas con *Calymenella*" de Espanha (=*C. alcantarae*, Hammann, 1983, pp. 73-75, est. 15, figs. 138-145). Esta espécie distingue-se, a nível pigidial, de *C. boisseli* por um número inferior de sulcos pleurais e anéis raquidiais. O facto de não se conhecerem cefalões poderá justificar que futuramente estes espécimes sejam atribuídos a outro taxon. A atribuição é efetuada na forma tentada também com base no conhecimento das associações do Berouniano superior da Iberoarmórica, onde é comum a presença do género e de ambas as espécies mencionadas nas fácies arenosas que caracterizam os depósitos desta idade nesta região. No entanto, é importante mencionar a extrema semelhança destes pigídios com *Eohomalonotus? incertus* (Bigot, 1888) da Formação May (Membro "Grès de May inférieur",) do Dobrotiviano?/Berouniano? de França (Henry, 1980, pp. 92-93, fig. 39; est. 18, fig. 2). Tal como admitido por Henry (1980a, pp. 92-93), a atribuição desta espécie ao género *Eohomalonotus* Reed, 1918 é discutível, e a sua forma pigidial é muito próxima de *Calymenella*. O referido autor diferenciou-as pela forma arredondada da ráquis pigidial de *Eohomalonotus? incertus*, que define um tubérculo volumoso e por uma "peça terminal" quadrangular separada da ráquis por sulcos dorsais. Em vista posterior, o espécime oriundo de Fajão (Est. 99, Fig. K) parece aproximar-se mais de *Eohomalonotus? incertus* do que de *Calymenella bayani* (tendo esta uma região pós-raquidial mais curta, dorsoventralmente). No entanto, o espécime português parece ter sulcos interpleurais definidos. Torna-se por isso necessário recolher material adicional na Formação Ribeira da Laje em Mação, sobretudo cranídios, para efetuar mais considerações. Neste trabalho tambe se atribuem a *Calymenella bayani* os espécimes de Cooper (1980, pp. 46-51, est. 22, fig. 10; est. 23, figs. 1-2) identificados pelo autor como *C. boisseli*. Embora o autor tenha contabilizado seis costilhas pigidiais, o pigídio figurado parece ter apenas cinco costilhas definidas, e a segmentação raquidial também parece definir somente seis anéis. No entanto, mais até do que o pigídio de Fajão, o espécime figurado por Cooper (est. 23, fig. 1), aproxima-se de *Eohomalonotus ? incertus*, inclusive na terminação posterior volumosa da ráquis. Entre o material de Cooper (1980) há ainda um cranídio que, definitivamente, pertence a *Calymenella*. O autor atribuiu-o a *C. boisseli* mas a configuração da área pré-glabelar parece aproximar o espécime mais a *C. bayani*. Embora Cooper (1980, est. 23, fig. 2) tenha descrito um bordo anterior elevado, a figura publicada aproxima o perfil de *C. bayani* e, a existir este bordo, segundo a descrição do autor corresponde a um terço do comprimento da área pré-glabelar, o que é bastante superior ao de *C. boisseli*. É possível que o pigídio e cranídio oriundos de Dornes, identificados como conspecíficos e atribuídos a *C. boisseli* por Cooper (1980) pertençam a taxa distintos. Mas

apenas a recolha de material adicional nestas regiões (Fajão e Dornes) permitirá a correta identificação deste taxon. Para já, pelo conhecimento das associações do Berouniano superior da Iberoarmórica e pela existência de um cranídio que, indubitavelmente, pertence a *Calymenella*, mantém-se a atribuição destes espécimes a este género. A presença de um cranídio atribuído ao género *Eohomalonotus* proveniente da Formação Ribeira da Lage em Penha Garcia reforça esta sugestão. O único autor a mencionar anteriormente a presença de trilobites nos quartzitos da Formação Ribeira da Laje da região de Fajão foi Perdigão (1971) que listou *Dalmanitina* cf. *phillipsi* (provavelmente *Kloucekia* cf. *Dreyfussina exophtalma* neste trabalho), *Eohomalonotus* cf. *brongniarti* (*Calymenella* cf. *bayani*) e *Dalmanella* cf. *testudinaria* (provavelmente o braquiópode drabóvido que domina os níveis onde foram coletados os espécimes de *C.* cf. *bayani* durante este trabalho), nos "Grés e quartzitos, claros, em bancadas" que se interpretam como correspondentes à Formação Ribeira da Laje. Infelizmente, o material de Perdigão da região de Fajão não foi encontrado nas coleções do Museu Geológico (embora outro material listado no mesmo trabalho tenha sido localizado e disperso).

? Subfamília **CALYMENINAE** Milne Edwards, 1840

Observações. Uma nova subfamília de Calymenidae foi estabelecida por Siveter (1977) que a nomeou Flexicalymeninae, para poder incluir os membros da família com ausência de "muralhas" (=*buttresses*) fixigenais frente aos lóbulos glabelares. Embora tenha sido utilizada por vários autores (e.g. Hammann, 1985; Henry, 1996), no trabalho de Adrain (2013) foi considerado que Flexicalymeninae sua conceção é um taxon parafilético pela restrição de Calymeninae. Por este motivo, no atual estado do conhecimento, optou-se por considerar a existência de uma subfamília única, Calymeninae, que inclui, além dos calymeníneos típicos, também os membros atribuídos anteriormente a Flexicalymeninae.

? Género ***Flexicalymene*** Shirley, 1936

Espécie-tipo. *Calemene blumenbachi* var. *caratacti* Salter, 1864 do Sandbiano (Caradoc da escala regional britânica) de Shropshire, Reino Unido.

Observações. Dado a atribuição genérica ser efetuada com dúvida, não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica.

***Flexicalymene?* sp.**

(Est. 99, Figs. I-L)

Material. Um cranídio (molde interno: MG30547); um pigídio (molde externo: MG30557), obtidos na Formação Ribeira do Braçal (Penacova).

Ocorrência. Formação Ribeira do Braçal (nível localizado a 70 cm da base) em Penacova (Carvoeira, CRV-FRB-1 e Pé de Viso, PDV-FRB-1), Hirnantiano, Portugal.

Descrição e observações. O material aqui atribuído com dúvida ao género *Flexicalymene* consiste apenas num cranídio e um pigídio deformados e incompletos, provenientes de duas jazidas distintas, ainda que estratigraficamente equivalentes (base da Formação Ribeira do Braçal). O fragmento cranidial está bastante compactado, pelo que a sua aparência é a típica de uma trilobite homalonotídeo. Adicionalmente, a porção anterior librigenal aparentemente larga (tr.) e a deduzível posição do olho afastada da glabela conferem, no seu conjunto, um aspeto homalonotídico a este material. No entanto, embora muito debilmente preservado, observa-se no extremo anterior da fixigena esquerda o rebordo anterior típico de Calymenidae, bastante convexo (exsag.) e subretilíneo e amplo (exsag.) na porção fixigenal. Adicionalmente, a configuração dos sulcos dorsais, com S1 a limitar um L1 inflado, arredondado a subtriangular, um L2 mais pequeno, um S3 pouco oblíquo, estreito (tr.) mas bem marcado e um S4 ainda mais estreito e transversal permitem, no seu conjunto, a atribuição deste material a Calymenidae. Além disso e dentro desta família, a configuração dos sulcos glabelares, a configuração da fixigena e do rebordo anterior e a a posição do olho aproximam o único cranídio recolhido do género *Flexicalymene*. Embora a maior parte das espécies definidas para este género apresente os olhos em posição mais anterior e significativamente mais próximos da glabela, a existência de outras espécies atribuídas ao género que se aproximam nestes caracteres do espécime português (e.g. *Flexicalymene ouzregui* Destombes, 1966 do Katiano superior de Marrocos) justifica a atribuição genérica agora efetuada. O contorno dos lóbulos L2 não é subcircular (como em muitas espécies de *Flexicalymene*, e.g. *F. scotica* Lamont, 1949) mas mais subretangular. No entanto, este caracter é também variável dentro do género. O espécime agora estudado preserva ainda a crista ocular, que permite calcular a posição dos lóbulos palpebrais opostos a L2. O fragmento pigidial recolhido em Pé de Viso fortalece a atribuição genérica efetuada. Na ráquis pigidial é possível contabilizar seis anéis raquidiais e uma peça terminal semicircular. Nas áreas pleurais contabilizam-se cerca de cinco sulcos pleurais, intercalados por sulcos interpleurais. A configuração descrita é coincidente com a de *F. ouzregui*. Pelo facto de não se poder garantir a conspecificidade dos dois fragmentos recolhidos e pelo muito débil e fragmentário estado de preservação, a atribuição genérica é efetuada com interrogação, ainda que com um elevado grau de confiança. Adicionalmente, o facto da associação da Formação Ribeira do Braçal ser hirnantiana, apresentando os elementos típicos da cosmopolita Fauna de Hirnantia, de distribuição global e descrita para esta idade, corrobora esta identificação, já que o calymenídeo típico destas associações é *Flexicalymene*.

Família **HOMALONOTIDAE** Chapman, 1890

Subfamília **EOHOMALONOTINAE Reed, 1918**

Género ***Iberocoryphe*** Hammann, 1977

Espécie-tipo. *Iberocoryphe verneuili* Hammann, 1977 da Formação "Areniscas con *tristani*" do Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Espanha.

Medidas carapaça
CT – Comprimento total da carapaça
Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
Capg – comprimento sagital da área préglabelar
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
Cao – comprimento sagital do anel occipital
Cg – Comprimento sagital glabelar
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital do pigídio em vista dorsal
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura posterior do cefalão
Lgpost – largura glabelar posterior
Lgant – largura glabelar anterior
Lcrant – largura cranidial anterior
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (medida ao nível da sua largura máxima)
LPr – largura do ráquis pigidial

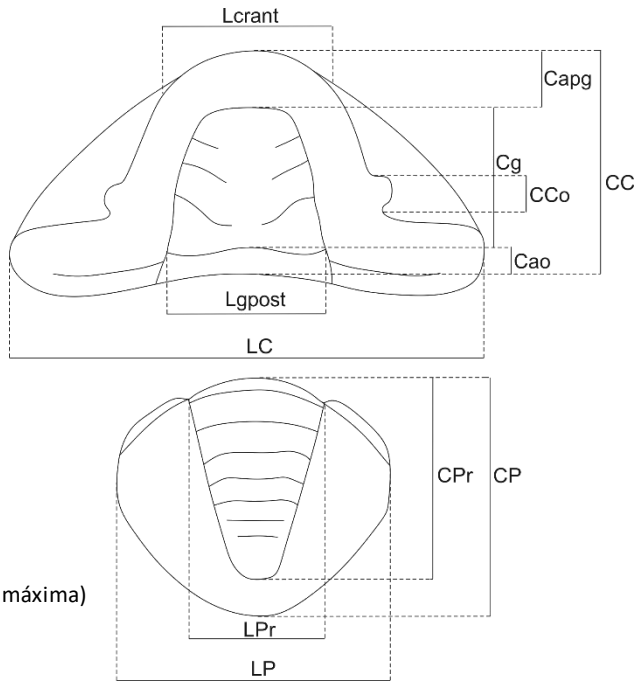


Figura 8.13. Medidas consideradas em *Iberocoryphe* Hammann, 1977.

Tabela 8.21. Razões das medidas consideradas em *Iberocoryphe* Hammann, 1977.

Razões	
CRapg – comprimento relativo da área préglabelar (Capg/CC)	Lrgpost - largura relativa posterior glabelar (Lgpost/LG)
CRg – comprimento relativo da glabela (Cg/CC)	CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão (CC/LC)
Cro – comprimento relativo do olho (Cco/CC)	CvLp – Comprimento vs. Largura do pigídio (CP/LP)
Crao – comprimento relativo do anel occipital (Cao/CC)	LRR – Largura relativa da ráquis pigidial (LPr/LP)
Lgant/Lgpost – Largura glabelar anterior vs. posterior	CRR – Comprimento relativo da ráquis pigidial (CPr/CP)
Lgant/Lfixi – largura glabela anterior/largura cranidial	

Diagnose. Ver Hammann (1977, pp. 94-95).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

?*I. besnevillensis* (Bigot, 1888); =*Homalonotus besnevillensis*; Membro "Grès de May inférieur", Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;

I. bonissenti (Morière, 1885); =Formação "Grès du Mont de Besvenille", Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França; também no Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) da Sierra de San Pedro e Valencia de Alcántara, Espanha;

I. deslongchampsi (Tromelin, 1877); =*Homalonotus deslongchampsi*; Membro "Grand May", Formação May, Sandbiano (Berouniano inferior?/médio? da escala regional mediterrânica) de França;

I. ? *erbrayi* Pillet, 1992; Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de Erbray, França;

I. fugitiva (Tromelin, 1877); =*Homalonotus fugitivus*; Membro "Grès de May inférieur", Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;

I.? *levis* (Dean, 1967); =*Brongniartella levis;* Formação Bedinan, Katiano inferior da Turquia;

?*I. morieri* (Bigot, 1888); =*Homalonotus morieri*; Membro "Grès de May inférieur", Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;

?*I. serrata* (Tromelin, 1877); =*Homalonotus serratus*; Membro "Grès de May inférieur", Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;(?=*I. fugitiva*, ver Henry, pp. 103-10).

Outras referências ao género. No trabalho de Tromelin (1877) foi descrito vagamente um cranídio como *Homalonotus contumax* o qual foi considerado possivelmente atribuível a *Iberocoryphe deslongchampsi* por Henry (1980aa). Os holótipos de *Homalonotus morieri* e *H. besnevillensis*, ambas descritas por Bigot (1888), foram ambos perdidos (Henry, 1980a, p. 103), motivo pelo qual Henry (1980aa), não encontrando material similar nas unidades litostratigráficas de onde provinham, preferiu não as listar entre as espécies válidas do género. Contudo, foram aqui listadas com dúvida por uma questão informativa. Refira-se ainda que Hammann (1983) descreveu e figurou várias espécies de *Iberocoryphe* do Ordovícico Médio de Espanha que considerou novas mas que não definiu, nomeadamente *Iberocoryphe* n. sp. aff. *fugitiva, Iberocoryphe* n. sp. aff. *verneuili* e *Iberocoryphe?* aff. *besnevillensis.* Posteriormente, Rábano (1989) descreveu *Iberocoryphe* sp. do Dobrotiviano inferior da Sierra de San Pedro (Espanha), em níveis onde ocorre também *I.* cf. *verneuili*. Também Henry & Destombes (1991) mencionaram a presença de *Iberocoryphe* no Ordovícico Médio de Marrocos, em associação com outros homalonotídeos, admitindo que as espécies marroquinas são diferentes das iberoarmoricanas embora apenas se diferenciem por ténues traços morfológicos. Estes autores (op. cit., fig. 1F) documentaram ainda *Iberocoryphe verneuili* da Arábia Saudita. Posterioremente, Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) mencionaram a presença em Marrocos de *I. serrata* na Formação Guezzart do Dobrotiviano inferior (Darriwiliano superior da escala global), e de *I.* cf. *verneuili* na Formação Izegguirene do Dobrotiviano superior (Sandbiano basal da escala global). Mais recentemente, Ghobadi Pour *et al.* (2015, fig. 8.8-16) identificaram *Iberocoryphe* sp. na Formação Seyahou do Katiano do Irão. Contudo, em nossa opinião, o estado fragmentário do material não permite uma atribuição segura a este género. Durante este trabalho, o género foi identificado também no Berouniano da República Checa (Formação Letná), com base num pigídio das coleções da Harvard collections previamente identificado como *Plaesiacomia rara* (ver Est. 102, Fig. A).

Observações. Henry (1989) interpreta o género como tendo hipoteticamente um modo de vida endobentónico, sugerido pela carapaça dorsal lisa, glabela e ráquis largos e pouco convexos, e pelo campo pré-glabelar grande. São sem dúvida trilobites adaptadas a fundos arenosos. O género é abundante nas fácies gresosas do domínio sul-gondwânico, associado com outros homalonotídeos (*Eohomalonotus* e *Kerfornella*).

Iberocoryphe é um dos géneros que, para uma mesma unidade litostratigráfica, apresenta maior variabilidade específica no Ordovícico iberoarmoricano. Só no Membro "Grès de May inférieur" foram distinguidas quatro espécies distintas (*I. besnevillensis, I. fugitiva, I. morieri* e *I. serrata*) e em unidades lateralmente equivalentes mais três (*I. erbrayi, I. bonissenti* e *I. verneuili*). Adicionalmente, Hammann (1983) distinguiu mais três taxa, que não definiu mas considerou distintos, em níveis da mesma idade (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de Espanha (*Iberocoryphe* n. sp. aff. *fugitiva, Iberocoryphe* n. sp. aff. *verneuili* e *Iberocoryphe?* aff. *besnevillensis*). Esta elevada diversidade específica, a par do débil conhecimento morfológico das espécies definidas (parte só é conhecida através do pigídio e outra através do cranídio) e, sobretudo, da forma como *Iberocoryphe* é facilmente deformável e o pouco detalhe das fácies onde ocorre (arenosas), são argumentos que indicam que, uma parte considerável destas espécies deverão ser sinónimos entre si. A única forma de averiguar a validade de cada uma seria o estudo do material-tipo e material adicional proveniente de cada uma das unidades/regiões onde foram reportadas, bem como espécimes completos que permitam efetuar correspondência entre espécies que coocorrem definidas apenas com base em cranídios ou pigídios (e.g. *I. serrata* e *I. fugitiva*).

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano ao Sandbiano?/Katiano inferior) de Portugal, Eapanha, França, Repúlica Checa, ?Turquia e ?Irão.

***Iberocoryphe* cf. *bonissenti* (Morière, 1885)**

(Est. 100, Figs. A-G; Est. 101, Figs. A-I)

1908 Homalonotus deslongchampsi Trom. var. *gigantea* mihi (? an. sp. n.) – Delgado, p. 80
v *1995 Brongniartella* sp. – Romão *et al.*, p. 124
v *2000 Brongniartella* sp. – Romão, quadro 2.4
2011 Brongniartella sp. – Sá *et al.*, p. 18

Material. Duas carapaças (moldes internos: CMP0353a; CMP0359a/moldes externos: CMP0353b; CMP0359b); cinco cranídios (moldes internos: MGUTAD15310; CMG0126; CMG0142; CMP0354; CMP0355/moldes externos:); três fragmentos de librigena (moldes externos:); um cefalotórax (molde interno: CMP0208); dois pigídios (molde interno: MG91-2-002; CMG0134); uma carapaça enrolada (molde interno: CMP0360), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação). Foram adicionalmente observados cerca de 10 espécimes, alguns completos, pertencentes à coleção privada de Michel Henrotay (Bélgica?), os quais não foi possível inventariar e/ou fotografar.

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Tabela 8.22. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* (Morière, 1885) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação. Para legendas, consultar Fig. 8.13 e Tab. 8.21.

Espécimes	CC	Capg	Cco	Cao	Cg	LC	Lgpost	LGant	Lcrant	CP	CPr	LP	LPr
CMG0142	6,20	1,70	0,50	0,50	4,50	10,00	3,80	3,50	4,70	-	-	-	-
CMP0353	4,60	1,20	-	0,50	2,90		3,50	3,00	4,50	-	-	-	-
CMP0338	4,60	1,20	-	0,55	2,70	14,00	4,80	3,50	5,90	-	-	-	-
CMP0345	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,00	4,20	7,00	3,00
CMG0134	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,10	3,50	-	-
Espécimes	**CT**	**CRapg**	**CRg**	**CRo**	**CRao**	**Lgant/post**	**Lgant/lfixi**	**LRgpost**	**LRcrant**	**CvL C**	**CvLp**	**LRR**	**CRR**
CMG0142		0,27	0,73	0,08	0,08	0,92	0,74	0,38	0,47	0,62	-	-	-
CMP0353	16,50	0,26	0,63		0,11	0,86	0,67	-	-	-	-	-	-
CMP0338	-	0,26	0,59		0,12	0,73	0,59	0,34	0,42	0,33	-	-	-
CMP0345	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	0,43	0,70
CMG0134	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Diagnose. Uma espécie de *Iberocoryphe* que se caracteriza por uma glabela trapezoidal, com sulco pré-glabelar subretilíneo; S1 bem marcado, oblíquo a 45º da linha sagital, definindo L1 triangular inflado; S2 menos oblíquo e mais estreito (tr.), L2 subretangular inflado; S3 estreito e quase subtranversal, L3 pequeno e alongado. Olhos opostos a S1. Área pré-glabelar longa (25-27% do comprimento cefálico), côncava. Pigídio com ráquis larga (40-45% da largura máxima pigidial), não definida posteriormente, aplanada, com 8 anéis raquidiais separados por sulcos ténues, indefinidos posteriormente. Em vista lateral a terminação posterior da ráquis "funde-se" com a área pós-raquidial. Áreas pleurais com seis pares de sulcos pleurais tão superficiais que raramente se preservam.

Descrição. Glabela de contorno trapezoidal, definida por sulco pré-glabelar subretilíneo, superficial a ligeiramente indistinto e sulcos dorsais superficiais. A largura glabelar anterior corresponde a 80-90% da largura glabelar posterior. Três pares de sulcos e lóbulos glabelares; S1 subretilíneo a ligeiramente sigmoidal, largo (tr., ocupa cerca de 37% da largura glabelar posterior), oblíquo para trás (a cerca de 45º do sulco dorsal), com profundidade semelhante à do sulco dorsal, conectando este mas não alcançando o sulco occipital; L1 triangular, suavemente inflado; S2 mais superficial, menos oblíquo e mais estreito (tr., cerca de metade) que S1; L2 ligeiramente inflado, subretangular; S3 superficial, subtransversal a ligeiramente oblíquo, estreito (tr. cerca de metade de S2), definindo um L3 alongado, pouco inflado. A zona mediana da glabela não é intersetada pelos sulcos, parece ter uma ligeira convexidade independente, definindo um pseudolóbulo axial alongado sagitalmente, pelo menos até à linha transversal com S2. Sulco occipital superficial, subretilíneo, com uma muito ténue porção mediana deslocada para diante embora a maioria dos espécimes apresente o sulco completamente subretilíneo em todo o seu percurso. Anel occipital subretangular, aplanado, com convexidade indistinta, amplo (comprimento corresponde a cerca de 10% do comprimento sagital cefálico). Área pré-glabelar longa (cerca de 25-27% do comprimento sagital cefálico), aplanada a ligeiramente côncava, com margem anterior muito suavemente arqueada para diante e elevada (em relação à porção central côncava). Porção anterior da fixigena moderadamente larga (corresponde a cerca de 20% da largura cranidial anterior), subretangular, com cantos anterolaterais arredondados. Olhos pequenos (comprimento corresponde a cerca de 8% do comprimento sagital cefálico), com localização ao contacto

entre S1 e o sulco dorsal. Porção posterior da fixigena muito larga (largura cranidial anterior corresponde a cerca de 45% da largura cranidial posterior). Sulco do bordo posterior prolonga-se desde os extremos abaxiais do sulco occipital, curvando anteriormente, a cerca de 45º da linha transversal cefálica, para o canto anterolateral da porção fixigenal posterior, onde é moderadamente profundo. Deste modo, o bordo posterior tem configuração subtriangular (mais longo, exsag., abaxialmente) e é inflado.

Placa rostral e hipostoma desconhecidos.

Tórax composto por 13 segmentos. Ráquis muito larga (largura do primeiro anel torácico corresponde a 55% da largura torácica anterior), diminuindo um pouco de largura posteriormente (largura do último anel torácico corresponde a 80% do primeiro). Anéis torácicos trapezoidais, pouco convexos, com lado posterior mais largo pela presença de sulco dorsal em zigue-zague, profundo e bem marcado, disposto obliquamente (a cerca de 45º da linha sagital da carapaça) posterior e abaxialmente. Côndilos articulares pleurais ausentes. Pleuras estreitas (tr.), com terminações distais arredondadas, com facetas articulares desenvolvidas.

Pigídio arredondado a subtriangular com comprimento correspondente a cerca de 85% da largura máxima, situada ao nível dos cantos anterolaterais (segundo-terceiro anéis raquidiais). Ráquis larga (largura anterior da ráquis corresponde a 40-45% da largura máxima pigidial), aplanada (convexidade indistinta), com cerca de oito anéis raquidiais separados por sulcos muito ténues que se tornam mais superficiais posteriormente. Sulcos dorsais finos, pouco profundos, convergindo regularmente em sentido posterior com um ângulo de cerca de 25º (em relação ao eixo sagital), tornando-se mais superficiais e não estando definidos posteriormente, pelo que a terminação da ráquis é indistinta (estima-se que esta estrutura tenha entre 70 a 80% do comprimento sagital pigidial). Em vista lateral, a terminação da ráquis é completamente indistinta, aplanada, "fundindo-se" com a área pós-raquidial. Áreas pleurais subtriangulares, inclinadas para o exterior, com cerca de seis sulcos pleurais muito ténues, apenas visíveis em luz rasante, na maioria dos espécimes indistintos. Apenas o primeiro sulco pleural, posterior ao meio anel articular, está bem definido; do mesmo modo, o primeiro sulco raquidial, que separa o anel articular do primeiro anel, é também mais profundo que os restantes. Em plano oblíquo, as áreas pleurais prolongam-se ventralmente, definindo uma área subretangular, lisa, não visível em vista dorsal. A interseção da superfície pleural dorsal e ventral define uma aresta marcada, ligeiramente sobreelevada, fina, que define uma margem da área dorsal pigidial. Em vista dorsal, o contacto com a dobra pigidial é efetuado por um sulco/linha ponteada que adaxialmente se aproxima mais da margem pigidial.

Observações. A ocorrência de *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão é particularmente abundante e dominante na parte média da formação, na localidade da Carregueira (jazida CRG-FCP-1), em que a granularidade do sedimento é um pouco mais grosseira. Embora os espécimes portugueses apresentem grandes dimensões quando comparados com *I. bonissenti* da Formação "Grès du Mont de Besvenille" e da Sierra de San Pedro e Valencia de Alcántara do Darriwiliano superior (Dobrotiviano

inferior) de França e Espanha, respetivamente (o maior espécime português estudado tem 22 cm de comprimento e está fraturado na parte anterior cefálica), os caracteres glabelares e pigidiais diagnósticos são os que caracterizam a espécie definida por Morière (1885). Embora tenham sido observados numerosos espécimes (vários completos), a preservação é sempre muito deficiente, com os detalhes completamente obliterados pela deformação e compactação do material. A estrutura pigidial, com áreas pleurais aparentemente lisas ou com segmentação quase indistinta permite distinguir a maioria das espécies definidas para o género, com exceção de *I. bonissenti* e ? *I. besnevillensis* (incluindo *I.*? aff. *bonissenti* e *I.?* aff. *besnevillensis* do Dobrotiviano de Espanha). Porém, *I. besnevillensis*, insuficientemente conhecido e de validade específica duvidosa, apresenta apenas cinco anéis raquidiais pigidiais. Por outro lado, a estrutura glabelar, com três pares de sulcos glabelares, lóbulos laterais glabelares inflados e a configuração destes, é coincidente com a de *I. bonissenti* (ver Henry, 1980a, est. 16, figs. 1-2). Não há, portanto, perante os detalhes que a preservação dos espécimes portugueses permite averiguar, motivos para diferenciá-los de *I. bonissenti*. O facto de as dimensões do material francês serem significativamente inferiores e de, quer em França, quer em Espanha, o material atribuído à espécie provir de níveis do Dobrovitiano (mais antigos que o Membro Queixopêrra), não devem, por si só, justificar o estabelecimento de uma espécie nova. É provável que a descoberta de espécimes portugueses cuja preservação glabelar seja satisfatória e/ou a documentação de mais espécimes conspecíficos provenientes da localidade-tipo francesa, justifique futuramente a divisão do material português numa nova espécie. No atual estado do conhecimento dá-se preferência à atribuição à espécie francesa, ainda que em nomenclatura aberta (justificada pela débil preservação glabelar e pigidial), para evitar também a eventual multiplicação desnecessária de espécies definidas para o género.

Assim, optou-se por efetuar a diagnose e a descrição da espécie, uma vez que as existentes anteriormente estavam desatualizadas do ponto de vista do conhecimento morfológico do grupo (Morière, 1885; Bigot, 1888) ou contemplavam apenas uma das partes somáticas (cranídio ou pigídio) da espécie (Henry, 1980a e Hammann, 1983).

História do estudo. Embora não tenha sido possível observar o material de *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* da região de Mação estudado por Delgado (1908, p. 80), é evidente que este corresponde à identificação listada pelo autor como *Homalonotus deslongchampsi* Trom. var. *gigantea* mihi (? an. sp. n.). É também possível que Delgado não possuísse as publicações de Morière (1885) ou de Bigot (1888), uma vez que em nenhum momento, nos seus trabalhos, efetua qualquer referência a estes trabalhos, motivo pelo qual considerou os espécimes de Mação uma espécie nova, embora próxima de *I. deslongchampsi*. Esta espécie, a única do género conhecida anteriormente no Ordovícico Superior, apresenta uma segmentação pigidial muito mais marcada (sobretudo nas áreas pleurais), ráquis pigidial sobressaído e convexo (tr.) e segmentação glabelar distinta. Após a morte de Nery Delgado, os espécimes pertencentes à sua coleção não foram mais estudados, facto possivelmente relacionado com a sua localização na Litoteca de Alfragide (LNEG) e não no Museu Geológico, onde se encontra a maior parte da coleção do autor, a qual foi parcialmente estudada nas décadas seguintes. Só muito mais tarde, Romão *et al.* (1995), baseados na coleção privada de Armando Marques Guedes (estudada durante este trabalho), referem a ocorrência de *Brongniartella* sp. no Membro

Queixopêrra com base nos espécimes agora classificados como *I.* cf. *bonissenti*. De facto, a quase inexistente segmentação cranidial em material deformado e as librigenas amplas, fazem lembrar *Brongniartella*, mas os caracteres pigidiais e torácicos, e mesmo os glabelares quando preservados, não deixam dúvidas quanto à identidade genérica do grande homalonotídeo do Membro Queixopêrra.

Género ***Eohomalonotus*** Reed, 1918

Espécie-tipo. *Asaphus brongniarti* Deslongchamps, 1825, (=*Eohomalonotus brongiarti*) do Membro "Grès de May inférieur", Formação May, Darriwiliano superior (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica), França.

Diagnose. Ver Hammann & Henry (1978, p. 409).

Outras espécies, referências ao género e observações. Em virtude de a atribuição genérica ser efetuada com dúvida e a incerteza da proveniência do único espécime (poderá pertencer a uma unidade do Ordovícico Médio e, portanto, sairia do âmbito deste trabalho), esta informação não é aqui relevante e para mais informações remete-se para as observações de *Eohomalonotus?* sp.

***Eohomalonotus*? sp.**

(Est. 102, Fig. B)

v 1971 *Eohomalonotus brongniarti* (Deslongchamps) – Perdigão, p. 533, est. 1, fig. 1

Material. Um cranídio (molde interno: MG15609) que poderá ser proveniente da ?Formação Louredo (Penha Garcia).

Ocorrência. ?Formação Louredo (não se descartando ser oriundo da Formação Cabril) em Penha Garcia (Monfortinho, ESC-FL?-1), Portugal.

Descrição e observações. Foi estudado um único cranídio, figurado e identificado como *Eohomalonotus brongniarti* por Perdigão (1971, est. 1, fig. 1). O espécime tem um comprimento sagital de apenas 0,9 cm, o que poderá dificultar a correta identificação por poder ser, ainda que eventualmente em estádio holaspide, um juvenil. A morfologia geral, as fixigenas largas (tr.), os olhos situados em posição ligeiramente posterior à região média da glabela, o contorno dos sulcos que delimitam abaxialmente a área frontal e a leve constrição glabelar posterior, coincidem com a morfologia de *Eohomalonotus*. De entre as espécies do género definidas e que são conhecidas na região iberoarmoricana, o único espécime disponível recorda *Eohomalonotus sdzuyi* Hammann & Henry, 1978 do Dobrotiviano da região de Valencia de Alcántara, Espanha e da Formação May (Grès de May inférieur) de França (comparar Henry, 1980a, est. 19, figs. 2-4, 7, 9-10). No entanto, apresenta também muitas semelhanças com o género *Iberocoryphe*, comum no Dobrotiviano iberoarmoricano. O espécime agora estudado foi listado por Perdigão (1971) na "unidade 6 – Grés e quartzitos, acizentados e claros, em bancadas mais ou menos espessas", que atribuiu (Perdigão, 1976) ao "Caradociano" (utilizado num *sensu* aproximadamente correspondente ao atual Berouniano),

a qual tem sido considerada correspondente aos níveis atualmente incluídos na Formação Louredo, porção infrajacente ao Membro Vaca. O facto de a Formação Cabril aflorar com pouca potência na região de Penha Garcia (Young 1985) e ter sido, inclusive, considerada ausente por Sequeira *et al.* (1999), corrobora a atribuição da unidade de "Grés e quartzitos" de Perdigão (1971) ao Ordovícico Superior. No entanto, a circunstância de não se conhecerem registos do género *Eohomalonotus* (nem de *Iberocoryphe*) no Ordovícico Superior iberoarmoricano e de a restante associação destes níveis não parecer típica desta idade, aconselha ponderar que, eventualmente, Jacinto Perdigão tenha recolhido este material em níveis do Ordovícico Médio. Todos os espécimes presentes na única amostra existente (cerca de 40 cm de largura) são de dimensões muito reduzidas (incluem trilobites dalmanitídeos e braquiópodes), o que dificulta a identificação dos mesmos. Acreditamos que este material pertence, de facto, ao Ordovícico Médio. A localidade onde foi recolhido (750 m a S do lugar do Esconderejo) tem muito pouca área de afloramento e as tentativas de marcação de contactos efetuadas durante o presente trabalho não permitiram considerações complementares. Assim, optou-se por incluir o espécime neste estudo por uma questão de documentação de material anteriormente atribuído ao Berouniano e pelo facto de os pigídios atribuídos neste trabalho a *Calymenella* cf. *bayani* se aproximarem bastante do género *Eohomalonotus*, o que poderia indicar que este taxon permaneceu até ao Berouniano na região iberoarmoricana. Na República Checa e Marrocos o género é conhecido somente até ao Berouniano inferior (*Eohomalonotus draboviensis* (Novák, 1883) e *Eohomalonotus* cf. *vicaryi*, respetivamente), enquanto que os registos considerados como cogenéricos no Hirnantiano da Argentina são duvidosos (Harrington & Leanza, 1957)

Subfamília **KERFORNELLINAE** Henry, 1980

Género ***Plaesiacomia*** Hawle & Corda, 1847

Espécie-tipo. *Plaesiacomia rara* Hawle & Corda, 1847, da Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Hammann (1983, p. 102).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Plaesiacomia hesselinki Hammann, 1983; Formação "Areniscas con *tristani*", Darriwiliano (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Valencia de Alcántara, Espanha; também Formação May, Darriwiliano (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;

P. oehlerti (Kerforne, 1900); *=Homalonotus (Plaesiacomia) oehlerti*; Formação Andouillé, Darriwiliano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) de França; também Darriwiliano (Oretaniano ao Dobrotiviano) de França, Espanha e Portugal;

P. vacuvertis Thomas, 1977; Membro Hanadir, Formação Tabuk, Darriwiliano da Arábia Saudita;

Outras referências ao género e observações. Whittington (1953) definiu a espécie *Colpocoryphe exul*, tendo Henry (1980b) ponderado a sua atribuição a *Plaesiacomia* e Congreve & Lieberman (2008) considerado este taxon uma espécie de *Plaesiacomia*. No entanto, a estrutura pigidial de *C. exul* apresenta um par de sulcos de fecho descontínuos na zona da ráquis pigidial. Além disso, *Plaesiacomia* caracteriza-se pela continuidade de um sulco de fecho pigidial (sulco vincular supramarginal profundo), pelo que não se considera que a espécie *C. exul* deva ser atribuída a este género. Porém, a atribuição a *Colpocoryphe* também não parece adequada. Também El-Khayal (1986) listou *Plaesiacomia* aff. *rara* no Membro Hanadir da Formação Tabuk do Darriwiliano da Arábia Saudita, unidade na qual ocorre também a espécie *P. vacuvertis*. Por seu lado Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) indicaram a presença de *Plaesiacomia* sp. nas formações Tachilla, Bou-Zeroual e Izegguirene do Ordovícico Médio de Marrocos. Este material, à semelhança de importante parte das trilobites ordovícicas de Marrocos, carece de estudo. Refira-se ainda que *Huemacaspis?* sp. da Formação Monte Orri do Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) descrita por Hammann & Leone (1997, pp. 125-126, est. 32, figs. 6-9) foi atribuída a *Plaesiacomia* por Waisfeld & Henry (2003, p. 498).

Observações. No trabalho de Henry (1980aa,b, 1996) encontra-se justificada detalhadamente a inclusão de *Plaesiacomia* em Homalonotidae e Kerfornellinae, realidade aceite por autores posteriores (e.g. Hammann, 1983; Fortey, 1990; Whittington, 1992; Jell & Adrain, 2002). Posteriormente, Congreve & Lieberman (2008), numa análise filogenética da família Homalonotidae já anteriormente mencionada, consideraram que *Plaesiacomia* e *Colpocoryphe* pertencem a uma mesma subfamília e que juntos definem um taxon monofilético. No entanto, a inclusão nesta análise de espécies pertencentes a outros géneros (e.g. *C. exul* Whittington, 1953), a utilização de um número muito restrito de membros de Homalonotidae e a inclusão de géneros que são amplamente aceites como calymenídeos (e.g. *Colpocoryphe*), coloca em causa as conclusões da análise destes autores, pelo que não serão seguidas no trabalho agora apresentado. Neste contexto, refira-se que Fortey (1974) já tinha chamado a a atenção para a similaridade morfológica pigidial entre o olenídeo *Svalbardites* Fortey, 1974 e *Plaesiacomia*, deixando em aberto a possibilidade de uma eventual relação entre os homalonotídeos e os olenídeos, ainda que possa ser justificado por elevado grau de convergência. Posteriormente, Henry (1996) considerou que *Plaesiacomia* é o kerfornellíneo mais primitivo e que a sua derivação de *Colpocoryphe* tem de ser considerada com prudência, motivo pelo qual a origem desta subfamília permanece duvidosa. Mais recentemente, Waisfeld & Henry (2003) consideraram *Huemacaspis* Přibyl & Vaněk, 1980 uma forma intermédia entre *Plaesiacomia* e *Colpocoryphe* e, por conseguinte, entre Colpocoryphinae e Kerfornellinae.

***Plaesiacomia robardeti* n. sp.**
(Est. 102, Figs. C-F)

1891 Plaesiacomia cf. *rara* Hawle & Corda – Bigot, p. 137
1892 Plaesiacomia cf. *rara* Hawle & Corda – Bigot, p. 154
1899 Plaesiacomia rara Hawle & Corda – Hommey & Canel, p. 78
p*1901 Homalonotus (Plaesiacomia) oehlerti* Kerforne – Kerforne, pp. 177-178
1907 Homalonotus (Plaesiacomia) oehlerti Kerforne – Matte, p. 149
p*1908 Homalonotus (Plaesiacomia) oehlerti* Kerforne – Delgado, p. 58
1968 *Plaesiacomia brevicaudata* (Deslongchamps) – Pillet & Robardet, pp. 24-25, fig.-texto 1b; est. 2, figs. 1a-d
1970 *Plaesiacomia* cf. *rara* – Carré *et al.*, p. 780
1972 *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda, 1847 – Robardet *et al.*, pp. 120-121, est. XVIII, fig. 1-6, 9, 12-13
1974 Plaesicomia aff. *rara* – Lindström *et al.*, p. 20
v1980a *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda 1847 – Henry, pp.111-113, texto-figs. 50a, 50B, 51B; est. 23, figs. 6, 10; est. 24, figs. 5-11; est. 45, fig. 5
1980b *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda 1847 – Henry, est. 1, figs. 5, 6, 8
1983 *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda 1847 – Hammann, pp. 103-105, est. 18, figs. 179-180
1984 Plaesiacomia n. sp. aff. *rara* – Rábano, p. 279
1985 *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda, 1847 – Young, pp. 425-426, est. 51, fig. 10
1987 Plaesiacomia n. sp. aff. *rara* – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 65

Etimologia. Espécie dedicada a Michel Robardet (Rennes, França), cujo trabalho científico permitiu um importante aumento do conhecimento da sedimentologia e paleogeografia do Paleozoico da Europa ocidental.

Holótipo. Molde interno de um pigídio (IGR2504) figurado por Henry (1980aa, est. 23, figs. 6a,b; est. 24, fig. 6) e Henry (1980b, est. 1, fig. 8) e neste trabalho (Est. 102, Figs. C,F).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida ZUV-FLO-C13, Membro Zuvinhal, Formação Louredo, Galhano, Penacova; Berouniano médio.

Diagnose. Uma espécie de *Plaesiacomia* que se caracteriza por possuir uma glabela lisa (desprovida de sulcos glabelares), olhos muito pequenos (exsag.) situados anteriormentee perto do limite anterior da glabela; librigenas e campo pré-glabelar muito reduzidos. Pigídio com ráquis delimitado posteriormente e pouco elevado em relação às áreas pleurais; quatro anéis raquidiais, estando o último definido por um sulco ténue que não alcança o sulco dorsal; áreas pleurais lisas.

Paratipos. Dois pigídios (moldes internos: IGR2505; IGR2512) provenientes do Membro Zuvinhal da Formação Louredo (Buçaco).

Outro material. Um pigídio (molde interno: MGUTAD15631a/molde externo: MGUTAD15631b) obtido na Formação Ribeira da Laje (Fajão).

Ocorrência. Localidade-tipo; Formação Ribeira da Laje em Fajão (Cabril, STL-FRL-1); também "Cuarcitas con *Calymenella*", Valencia de Alcántara, Espanha e Formação Kermeur, Sandbiano superior? a Katiano inferior (Berouniano médio a superior da escala regional mediterrânica) de França (ver Henry, 1980a,b; Hammann, 1983).

Descrição. Ver Robardet *et al.* (1972, p. 120-121), Henry (1980aa, pp. 111-112) e Hammann (1983, p. 103-104).

Observações. A espécie agora definida foi primeiramente descrita e estudada por Robardet *et al.* (1972), sob a designação de *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara*. Desde então, esta designação tem sido utilizada pelos autores que mencionaram, descreveram ou citaram este taxon (e.g. Henry, 1980a,b; Hammann, 1983; Young, 1985), sem nunca se ter definido como espécie nova. O motivo de todos os autores prévios foi unânime: o deficiente conhecimento da espécie-tipo do género, *Plaesiacomia rara*, da Formação Letná do Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa não permitia avaliar a conspecificidade ou não do material iberoarmoricano. Assim, *P. rara* foi definida por Hawle & Corda (1847, est. 3, fig. 30), com base unicamente na morfologia cranidial. Posteriormente, Barrande (1872, est. 5, fig. 27) figurou pela primeira vez um toracopigídio. O material de Barrande (1872) foi mais tarde revisto por Prantl & Přibyl (1948, p. 19) e figurado por Dean (1966, est. 1, figs. 1-3, 6-7), numa revisão do género. Durante o presente trabalho, foi observado o toracopigídio publicado por Barrande e Dean e cranídios adicionais (Est. 102, Figs. G-K). Porém, o único pigídio conhecido da espécie-tipo (o anteriormente mencionado, preservado em articulação com o tórax) revela uma preservação muito débil (sobretudo pela granularidade do sedimento). Até hoje, que se conheça, não foi recolhido nenhum pigídio adicional. Foram consultadas as coleções não numeradas do Národní muzeum v Praze, do Česká geologická služba (Museu Nacional de Praga e Serviços geológicos checos, respetivamente) e do Muzeum Dr. Bohuslava Horáka v Rokycanech e foram ainda consultados conhecidos colecionadores de trilobites da República Checa, mas nenhum possui pigídios de *Plaesiacomia rara* da Formação Letná nem conhece quem alguma vez tenha recolhido tal material. Deste modo, findas todas as tentativas possíveis de rever o material checo e acreditando que não faz sentido manter um taxon bem conhecido em detalhe com distribuição no Berouniano médio e superior da Iberoarmorica em permanente nomenclatura aberta, optou-se por estabelecer a espécie uma vez que, com base no único pigídio conhecido de *Plaesiacomia rara*, é possível efetuar tal distinção. *Plaesiacomia robardeti* n. sp. distingue-se de *P. rara* pela segmentação da ráquis pigidial: a nova espécie apresenta quatro anéis raquidiais, definidos por sulcos bem marcados (à exceção do último), enquanto a espécie checa apresenta uma ráquis lisa. Embora a preservação do único pigídio conhecido de *Plaesiacomia rara* seja débil, os dois sulcos raquidiais mais anteriores de *Plaesiacomia robardeti* n. sp. são bastante profundos, tanto quanto os sulcos torácicos que estão bem preservados no espécime checo. Deste modo supõe-se que se *Plaesiacomia rara* fosse conspecífico de *P. robardeti* n. sp., mesmo com a débil preservação, ter-se-ia de observar pelo

menos estes sulcos raquidiais mais anteriores. Esta característica permite assim a diferenciação entre o material iberoarmoricano e checo e a definição de uma espécie que apenas carecia de estabelecimento, pois o seu estudo e documentação completos foram já realizados pelos autores supra mencionados, que são moralmente os autores de *Plaesiacomia robardeti* n. sp. Contudo, refira-se que durante o trabalho de campo realizado no âmbito deste trabalho não foi possível recolher nenhum fóssil de *P. robardeti* n. sp. Por este motivo, foi refotografado o material publicado por Henry (1980a,b) e eleito para holótipo um dos pigídios figurados por este autor, proveniente da Formação Louredo, que preserva a convexidade e os sulcos pigidiais em detalhe.

Ordem **AULACOPLEURIDA** Adrain, 2011

Família **BRACHYMETOPIDAE** Prantl & Přibyl, 1950

Subfamília **BRACHYMETOPINAE** Prantl & Přibyl, 1950

Género ***Radnoria*** Owens & Thomas, 1975

Espécie-tipo. *Radnoria syrphetodes* Owens & Thomas, 1975, da Formação Dolyhir Limestone, Wenlock, Silúrico, Powys, Reino Unido.

Diagnose. (Modificada de Owens & Thomas, 1975 dada a posterior atribuição a este género de espécies que apresentam características diferentes das estabelecidas na diagnose original do género). Campo pré-glabelar côncavo ou aplanado em secção longitudinal; uma depressão superficial atravessa a sua parte posterior e a interior das fixigenas e librigenas, paralela à margem; ramos anteriores da sutura facial divergem entre 45° e 90° do eixo sagital; comprimento da glabela até 2/3 do comprimento total cefálico; tórax com 9-10 segmentos torácicos; ráquis pigidial com 5-13 anéis, áreas pleurais com 4-7 pares de costilhas; costilhas com topo aplanado em perfil ou com as porções posteriores pleurais elevadas em relação às porções anteriores; superfície dorsal lisa ou com pequenas fóssulas ou grânulos esporádicos.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra), idade e ocorrência geográfica.

Radnoria bretti Adrain & Tetreault, 2005; Formação Rochester, Wenlock, Nova Iorque, Estados Unidas da América;

R. carlsi Owens & Hammann, 1990; Formação Caliza de Cistoideos ("Cystoid Limestone"), Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Cadeias Ibéricas, Aragão, Espanha;

R. dolicocephala (Ji, 1986); =*Harpidella* (s.l.) *dolianovensis*; Formação Pagoda, Katiano inferior, províncias de Sichuan e Shaanxi, China;

R. elongata Sun, 1990; Membro Rainbow Hill Marl da parte basal de "Rosebank Shale", Ludfordiano, Ludlow, New South Wales, Australia;

R. guyi Pereira *et al.*, 2015b; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano?/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Mação, Portugal;

R. humillima (Barrande, 1852); =*Chyphaspis humillima*; Formação Liteň, Wenlock, República Checa;

R. loredensis (Thadeu, 1947); =*Proetus loredensis* (em Delgado, 1908); Formação Cabeço do Peão, Katiano (?Berouniano superior/Kralodvoriano na escala regional mediterrânica), Buçaco, Portugal;

R. simplex (Kolobova *in* Sokolov & Yolkin, 1978); =*Otarion simplex*; Membro Obikalon, Formação Shakhriomon, Katiano superior (*Armoricochitina nigerica* Biozone, Leonid Popov, pers. comm. 2015), montanhas Zeravshan, Uzbequistão; também identificada por Hammann & Leone (1997) na Formação Portixeddu, Katiano (?Berouniano superior/Kralodvoriano), Sardenha;

R. triquetra Owens & Thomas, 1975; Formação Much, Wenlock Limestone (níveis nodulares, Zona *lundgreni*), Wenlock, Midlands Ocidentais, Inglaterra;

Outras referências ao género. Holloway (1980, p. 28, est. 5, figs. 23-24) classificou como *Radoria* sp. um cranídio da Formação St. Clair Limestone, do Sheinwoodiano de Arkansas. Posteriormente, Owen & Hammann (1990, pp. 228-229) atribuíram ao género *Radnoria* os espécimes identificados como "Brachymetopidae gen." por Apollonov (1980, pp. 93-94, est. 25, figs. 5, 11) do Katiano de Alma-Ata (Cazaquistão), como *Otarion* sp. por Dean (1971, p. 71, est. 6, fig. 9) do Darriwiliano de Terra Nova (Canadá) e um cranídio proveniente de Trenton Falls, Nova Iorque (EUA). Tal como referido por Owens & Hammann (1990), entendemos que não existe informação suficiente sobre *Otarion* sp. do Darriwiliano do Canadá para o atribuir inequivocamente a *Radnoria*. Mais recentemente, Adrain & Tetreault (2005, p. 2089) atribuíram a *Radnoria* algumas librigenas provenientes do Wenlock do Canadá que descreveram como *Radnoria* sp.1, *R.* sp. 2 e *R.* sp. 3. Por seu lado, Sandford & Holloway (2006) identificaram *Radnoria* sp. na Formação Chintin, do Telychiano de Victoria central, Austrália, enquanto Ghobadi Pour & Popov (2009) reportaram *Radnoria simplex* na parte superior da Formação Shirgesht (Darriwiliano, Ordovícico Médio) do Irão, embora não tenham descrito ou figurado os espécimes.

Observações. *Radnoria* é o brachymetopídeo mais antigo inequívoco. No entanto, outros espécimes apresentam características desta família. Adrain (2005) estabeleceu o género *Strasburgaspis*, da Formação Edinburgh do Sandbiano/Katiano da Virginia e, embora o atribua à família Aulacopleuridae, enumerou um conjunto de características a nível cefálico e hipostomal, deixando em aberto a possibilidade deste género ser um brachymetopídeo plesiomórfico. A opinião mais recente deste autor é que *Strasburgaspis* poderá representar um brachymetopídeo basal (Jonathan Adrain, com. pess. 2014). Por seu lado, Owens & Hammann (1990) consideraram que o género *Oenonella* do Darriwiliano apresenta sinapomorfias com *Radnoria* e que ambos são brachymetopídeos. No entanto, este género carece de um estudo mais detalhado e as compilações mais recentes sobre a família Brachymetopidae não o consideram (Jell & Adrain, 2002; Adrain, 2013). Também *Prantlia*

tinha sido apontado por Owens & Thomas (1975) como antecessor de *Radnoria* mas só é conhecido a partir do Llandovery. Além disso, *Proscharyia* foi considerado um brachymetopídeo por Zhou *et al*. (2011), sem no entanto estabelecerem qualquer consideração relativamente ao enquadramento sistemático que efetuaram. Anteriormente Adrain & Chatterton (1993) consideraram-na um aulacopleurídeo, atribuição seguida agora neste trabalho. Além disso, Lieberman & Karim (2010) apresentaram a estrutura filogenética da Superfamília Aulacopleuroidea (atual Ordem Aulacopleurida), considerando *Proscharyia* um ramo filogenético separado das quatro famílias, embora diretamente relacionadas com Scharyiidae e Brachymetopidae, uma opinião já anteriormente discutida por Adrain & Chatterton (1993). Por outro lado, Adrain & Tetreault (2005) atribuíram tentativamente *Harpidella (Harpidella) dolianovensis* Hammann & Leone, 1997 do Katiano da Sardenha a *Radnoria*. No entanto, *H. (H.) dolianovensis* difere das espécies atribuídas a *Radnoria* na configuração da área pré-glabelar e pela ausência de uma dobra cefálica muito ampla. Com base nestes caracteres, opta-se neste trabalho por manter a espécie em Aulacopleuridae. Adrain & Tetreault (2005) questionaram ainda a atribuição genérica de *Radnoria elongata* do Ludlow da Austrália devido aos seus caracteres pigidiais (elevado número de anéis raquidiais e rebordo marginal distinto) e cefálicos (L1 isolado e glabela mais comprida). No entanto, a espécie-tipo *R. syrphetodes* e *R. humilima* (Est. 106, Figs. J-L) do Wenlock da República Checa têm um número similar de anéis raquidiais pigidiais (10-12) e não me parece existir um rebordo marginal distinto (comparar com Sun, 1990, est. 1, fig. 16 e Est. 103, Figs. F,G). Um L1 praticamente isolado está presente também em *Radnoria guyi* e em *R.* cf. *simplex* da Formação Portixeddu da Sardenha (Hammann & Leone, 1997, est. 22, fig. 2). Porém, não concordamos com Adrain & Tetreault (2005) segundo os quais *R. elongata* poderia ser um membro basal de *Cordania*, pois não apresenta o típico sulco pronunciado do bordo e a sutura facial é significativamente menos divergente.

Além disso, Adrain & Treteault (2005: 2089) consideraram que os espécimes atribuídos por Hammann & Leone (1997) a *Radnoria simplex* e *Radnoria cf. simplex* deverão corresponder a duas espécies distintas deste género. Posteriormente, Zhou & Zhou (2008) consideraram *Radnoria* um sinónimo júnior de *Niuchangella* Zhang, 1974. É contudo difícil verificar esta proposta com base no único espécime ilustrado da espécie-tipo, *N. meitanensis* Zhang (1974,est. 80, fig. 11) do topo do Hirnantiano/Rhuddaniano inferior de Meitan, norte de Guizhou, China. No entanto, Adrain & Chatterton (1993) e Adrain (2013) atribuíram *Niuchangella* a Scharyiidae e, com base no contorno subtriangular da glabela e na presença de L1 lateralmente desviado e possivelmente um número inferior de segmentos torácicos (provavelmente oito e não nove como indicado por Zhang, 1974), somos levados a concordar com esta atribuição.

Embora Brachymetopidae mantenha uma baixa diversidade até ao final do Silúrico, diversifica-se no Devónico e mantém-se até ao Pérmico, período no qual as trilobites são já raras, denotando o interesse da linha evolutiva dos brachymetopídeos.

Distribuição estratigráfica e geográfica. Do Ordovícico (Sandbiano superior?/Katiano inferior) ao Silúrico (Ludlow). Ordovícico da Península Ibérica, Sardenha, Cazaquistão,

Uzbequistão e sul da China. Silúrico da Boémia, Reino Unido, Austrália, Gronelândia, Canadá e Estados Unidos da América.

Radnoria guyi Pereira, Marques da Silva, Pires & Sá, 2015

(Est. 103, Figs. A-J; Est. 104, Figs. A-J)

v2014a *Radnoria* aff. *simplex* – Pereira *et al*., p. 46, fig. 1
*v2015b *Radnoria guyi* sp. nov. – Pereira *et al.*, pp. 547-550, fig. 3A-J

Holótipo. Molde interno e correspondente externo de uma carapaça quase completa (MGUTAD 15050a e 15050b, Est. 103, Figs. A-E,G).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1), Portugal.

Paratipos. Duas carapaças quase completas (moldes internos: CMP0120a; CMP0122-1a/molde externo: CMP0122-1b); um cefalão (molde externo: CMP0121); um cefalotórax (molde interno: CMP0122-2a/molde externo: CMP0122-2b); cefalão+pigídio (provavelmente do mesmo indivíduo, molde interno: CMP0123a/molde externo: CMP0123b).

Diagnose. *Radnoria* com ramos anterior e posterior da sutura facial divergindo cerca de 60º e 45º respetivamente, em relação à linha sagital; comprimento dos lóbulos palpebrais cerca de um terço do comprimento sagital da glabela; glabela e campo genal com ornamentação reticulada de cristas finas muito marcadas; pigídio com oito anéis raquidiais e uma peça terminal; anéis raquidiais com tubérculos medianos proeminentes; ráquis ocupando cerca de 75% do comprimento sagital do pigídio; regiões pleurais com seis sulcos pleurais curvados posteriormente.

Ocorrência. Apenas a localidade-tipo.

Descrição. Forma micropígica. Cefalão de contorno em ferradura, moderadamente arqueado, coma máxima largura, medida no bordo posterior, correspondendo a cerca de 200% do comprimento sagital. Glabela de contorno suboval a aproximadamente em forma de sino, fortemente convexa, com um declive acentuado frontalmente. Sulcos dorsais profundos e estreitos, tornando-se mais profundos anteriormente a S2 e mais superficiais anteriormente (sulco pré-glabelar). Máxima largura glabelar ao nível de L1, correspondendo a 25% da máxima largura cefálica. Sulco occipital profundo medianamente, mais superficial e encurvando para trás na interseção com S1 e muito profundo abaxialmente onde apresenta uma fóssula hipostomal. Anel occipital ligeiramente mais comprido (sag.) medialmente, com os extremos distais curvando para diante (ajustando-se a L1). S1 profundo, exceto na interseção com o sulco occipital; quase reto, posicionado a cerca de 35ºde uma linha ex-sagital. L1 subtriangular, com cerca de um quarto da largura glabelar, suavemente inflado. S2 superficial, muito estreito (tr.), indistinto. Lóbulos palpebrais quase tão altos como a glabela, com margem subcircular; limite posterior posicionado aproximadamente oposto ao sulco

occipital e limite anterior posicionado após (posteriormente) S2. Campo pré-glabelar curto (sag.). Librigena de contorno subtriangular, declinada abaxialmente, que se prolonga numa ponta genal afunilada, longa e larga, aparentemente atingindo a parte anterior do pigídio. Bordo lateral amplo. Um bordo relativamente amplo, em estrutura de "rolo", estende-se nas margens cefálicas anteriores e laterais, desde as extremidades das pontas genais, estando limitado adaxialmente por um sulco de epibordo estreito e profundo. Campos fixigenal e librigenal com escultura reticulada igual à da glabela. A dobra ocupa cerca de 35% da largura da librigena ao nível dos lóbulos palpebrais, estando ornamentada por cristas em socalco finas e subparalelas.

Placa rostral grosseiramente trapezoidal, comprimento (sag.) corresponde a cerca de 40% da largura máxima, medida ao nível da sutura rostral, conectando suturas convergentes posteriormente e ligeiramente divergentes para a parte interna da dobra.

Tórax com nove segmentos. A divisão entre o tórax e o pigídio é indistinta. Ráquis fortemente arqueado (tr.), com largura aproximadamente uniforme nos primeiros três segmentos, diminuindo posteriormente, tendo o último segmento cerca de 60% da largura do primeiro. Sulcos dorsais moderadamente profundos. Anéis raquidiais convexos (sag.), curvando ligeiramente para diante medial e lateralmente (especialmente nos primeiros segmentos). Sulcos articulares profundos. Pleuras suavemente curvadas para baixo no fulcrum, o qual se situa a mais de metade da distância entre o sulco dorsal e a ponta pleural. Sulcos pleurais profundos ao longo da maioria da sua largura, subparalelos às margens pleurais anteriores e posteriores.

Pigídio subelíptico, moderadamente arqueado (tr. e sag.), com comprimento sagital correspondendo a cerca de 60% da largura máxima; ráquis ocupando cerca de 75% do comprimento sagital do pigídio e largura máxima anterior correspondendo a cerca de 30% da largura pigidial máxima. Ráquis com oito anéis convexos (sag. e tr.) e uma peça terminal arredondada; anéis raquidiais com tubérculos medianos proeminentes. Sulcos inter-anel profundos, quase transversais. Sulcos dorsais quase retilíneos, moderadamente profundos, tornando-se mais superficiais e indistintos posteriormente à ráquis. Região pleural suavemente arqueada, inclinando ligeiramente para fora, com seis sulcos pleurais curvados posteriormente, sendo que os últimos são mais superficiais. Sulcos pleurais mais compridos (exsag.) que os interpleurais, especialmente distalmente, onde os sulcos pleurais se tornam difusos. Bandas posteriores das pleuras ligeiramente expandidas abaxialmente e mais elevadas que as bandas anteriores distalmente. Dobra pigidial estende-se para diante medialmente, até à terminação da ráquis. Está ornamentada por cristas em socalco finas, densamente empacotadas (o espaçamento é inferior ao das linhas da dobra librigenal), de traçado subparalelo à margem pigidial.

Observações. A atribuição deste espécime ao género *Radnoria* baseia-se na sua morfologia geral, na sutura opistopária com suturas pré-oculares muito divergentes, dobra cefálica muito ampla, lóbulos glabelares L1 proeminentes, presença de espinhas genais bem desenvolvidas, morfologia e disposição dos lóbulos palpebrais. A presença de um reticulado forte na glabela e campos genais permite distinguir facilmente *R. guyi* das outras espécies do género.

De todas as espécies estabelecidas para o género, o espécime português aproxima-se mais de *Radnoria simplex*, (Kolobova *in* Sokolov & Yolkin, 1978, pp. 129-130, est. 24, figs. 10-13), do Membro Obikalon da Formação Shakhriomon do Katiano superior das montanhas Zeravshan do Uzbequistão. Contudo, além da diferença na ornamentação, já mencionada, *R. guyi* tem lóbulos palpebrais mais pequenos, não chegando tão anteriormente, e L1 relativamente maior. A fraca preservação do material uzbeque não permite uma comparação mais detalhada.

Hammann & Leone (1997: 107-110, pl. 21, figs. 1-8) atribuíram também a *R. simplex* espécimes da parte média da Formação Portixeddu do Katiano superior da Sardenha. As diferenças acima citadas são também as mesmas que diferenciam a nível cefálico *R. guyi* de *R. simplex* da Sardenha. Os pigídios ilustrados por Hammann & Leone parecem muito semelhantes aos de *R. guyi* mas a ráquis parece ter os limites laterais mais paralelos entre si, os anéis raquidiais não apresentam tubérculo medial e a peça terminal não está tão bem definida. Estas diferenças não parecem estar relacionadas com a preservação. Considera-se por isso que os espécimes de Hammann & Leone (1997) são mais próximos de *R. loredensis* (ver abaixo). Além disso, Hammann & Leone (1997: 109, pl. 22, figs. 1-5) diferenciaram ainda um conjunto de espécimes provenientes de níveis mais antigos dentro da mesma formação (Portixeddu) que classificaram como *Radnoria* cf. *simplex* por possuírem um padrão caecal mais marcado e L1 maiores. Estes autores sugeriram que estas diferenças poderiam ser resultado da deformação. Neste contexto, somos levados a concordar com Adrain & Tetreault (2005) de que estas e outras diferenças morfológicas indicam a presença de duas espécies distintas de *Radnoria* na Formação Portixeddu. No entanto, um espécime completo coletado durante o presente trabalho na localidade Gon 1 de Hammann & Leone (horizonte TH2b, parte inferior da Formação Portixeddu), sugere que as duas espécies não estão separadas estratigraficamente mas que coocorrem, pelo menos, na parte inferior da formação. Este espécime mostra ainda que *R. simplex* da Sardenha tem nove segmentos torácicos e não 10, como sugerido por Hammann & Leone, dado que eles não possuíam nenhum espécime completo articulado. *Radnoria* poderá ter mantido nove segmentos torácicos ao longo de toda a sua história evolutiva. *R.* cf. *simples* de Hammann & Leone é semelhante a *R.guyi* por possuir maiores L1 e lóbulos palpebrais relativamente menores, mas difere noutros caracteres cefálicos já mencionados, bem como por apresentar um pigídio mais alongado com mais um ou dois anéis raquidiais.

Radnoria carlsi Owens & Hammann (1990, pp. 226-228, figs. 2-5; Est. 106, Figs. F-I), figurada também por Hammann (1992, p. 92, est. 20, figs. 1.8), da Formação Caliza de Cistoideos, Katiano superior, Cadeias Ibéricas, Aragão, Espanha, difere de *R. guyi* por apresentar uma glabela mais pequena e estreita, sulcos dorsais mais profundos e ramos anteriores da sutura facial menos divergentes. Ao nível do pigídio, *R.carlsi* apresenta bandas pleurais mais elevadas e com curvatura mais acentuada, apresentando-se como cristas que se estendem desde a ráquis (mais curto nos espécimes espanhóis) até à margem pigidial côncava. Embora se observe também uma peça terminal arredondada como em *R. guyi*, em *R. carlsi* esta é mais pequena, sendo a região pós-axial mais longa.

Radnoria dolichocephala (Ji, 1986, p. 18, est. 4, figs. 7-11) da Formação Pagoda, Sandbiano superior?/Katiano inferior, Províncias de Sichuan e Shaanxi, China, embora mal preservada, a glabela é mais pequena e alongada, os L1 são deprimidos e mais pequenos e a ráquis pigidial apresenta nove anéis (face aos sete de *R. guyi*) e há fileiras de tubérculos nas bandas pleurais posteriores.

Radnoria loredensis (Thadeu, 1947, p. 226, est. 2, figs. 11-13) do Katiano (Berouniano superior/Kralodvoriano?) de Portugal difere de *R. guyi* por ter lóbulos palpebrais maiores e dispostos mais anteriormente, pigídio mais largo com cristas pleurais mais elevadas e sulcos interpleurais menos profundos.

Relativamente às espécies silúricas de *Radnoria*, todas apresentam uma ráquis pigidial com um número de anéis e costilhas superior ao de *R. guyi* e não possuem a forte ornamentação glabelar (formas lisas). A espécie-tipo *R. syrphetodes* do Wenlock do País de Gales diferencia-se também por ter olhos maiores, mais anteriormente localizados e ausência de tubérculos nos anéis raquidiais do pigídio. *Radnoria bretti* Adrain & Tetreault (2005, figs. 2-4) tem o par S1 mais oblíquo em relação à linha sagital e menos profundo e os sulcos interpleurais pigidiais são muito mais superficiais tornando muito claro o limite tórax-pigídio (pouco percetível na espécie portuguesa). *Radnoria triquetra* Owens & Thomas (1975, pp. 816-817, text.-fig. 1, est. 95, pl. 96, figs. 1, 2) tem uma glabela cónica, sulcos dorsais mais profundos, os ramos anteriores da sutura facial menos divergentes e o pigídio tem tubérculos não só nos anéis raquidiais como também nas bandas pleurais posteriores. *Radnoria humillima* (Barrande, 1852, est. 18, figs. 57, 58) da República Checa difere bastante a nível pigidial de *R.guyi*, apresentando 12 anéis raquidiais.

***Radnoria loredensis* (Thadeu, 1947)**

(Est. 5, Figs. A-I; Est. 6, Figs. A-C)

v*1897 Proetus loredensis,* sp. n. – Delgado, p. 28 (*nomen nudum*)
v*1908 Proetus loredensis,* sp. n. – Delgado, p. 57 (*nomen nudum*)
v*1947*Proetus loredensis* Delgado – Thadeu, pp. 226-227, est. II, figs. 11-13
v1985*"Proetus" loredensis* Thadeu, 1947 – Young, p. 409, est. 49, figs. 12-14
1990 Radnoria loredensis (Delgado, 1908) – Owens & Hammann, pp. 222, 228
1997 Radnoria loredensis (Delgado 1908) – Hammann & Leone, p. 110
?1997 *Radnoria simplex* (Kolobova *in* Sokolov & Yolkin, 1978) – Hammann & Leone, pp. 107-110, est. 21, figs. 1-8
2005 Proetus loredensis Delgado, 1908 – Adrain & Tetreault, p. 2089
2011 proetids – Sá *et al.*, p. 31
2014 Radnoria loredensis (Thadeu, 1947) – Pereira *et al.*, p. 43
2015b Radnoria loredensis (Thadeu, 1947) – Pereira *et al.*, p. 548

Etimologia. Diz respeito à localidade Louredo, de onde provém a totalidade do material da espécie. Até meados do século XX a palavra era grafada "Loredo".

Lectótipo. (eleito neste trabalho) Molde interno (completo) e correspondente molde externo (incompleto) de carapaça (MG165a e MG165b; Est. 105, Figs. A-C). Figurado anteriormente por Thadeu (1947, est. II, fig. 11) e Young (1985, est. 49, fig. 12).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-PSA-1, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paralectótipos. Uma carapaça completa (molde interno: MG159-1a/molde externo: MG159-1b); um cefalão (molde interno: MG2859-1); um cefalotórax (molde interno: MG2859-2).

Ocorrência. Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1); com dúvida, também na Formação Portixeddu, Katiano da Sardenha.

Diagnose. Espécie de *Radnoria* com ramos anterior e posterior da sutura facial divergindo cerca de 70º e 45º respetivamente, em relação à linha sagital; comprimento dos lóbulos palpebrais cerca de 45%-50% do comprimento sagital da glabela, com extremo posterior oposto a L1 e extremo anterior oposto a cerca de 60% do comprimento glabelar; campo genal com ornamentação reticulada muito suave, ornamentação glabelar ausente ou quase impercetível; pigídio com sete? anéis raquidiais; ráquis ocupando cerca de 70% do comprimento sagital do pigídio; regiões pleurais com seis sulcos pleurais curvados posteriormente.

Descrição. Forma micropígica. Cefalão de contorno em ferradura, moderadamente arqueado, coma máxima largura, medida no bordo posterior, correspondendo a cerca de 170% do comprimento sagital. Glabela de contorno suboval a aproximadamente campaniforme (se incluídos L1), fortemente convexa, com um declive acentuado frontalmente. Sulcos dorsais profundos e estreitos, tornando-se mais superficiais anteriormente (sulco préglabelar). Máxima largura glabelar ao nível de L1, correspondendo a cerca de 25% da máxima largura cefálica. Sulco occipital mais profundo abaxialmente, moderadamente profundo na porção central. Anel occipital ligeiramente mais comprido (sag.) medialmente, com os extremos distais curvando para diante (ajustando-se a L1). S1 profundo, oblíquo para trás, sem alcançar o sulco occipital. L1 subtriangular a alongado obliquamente, com cerca de um quarto da largura glabelar, suavemente inflado. S2 e, eventualmente S3 (preservação não permite avaliar), muito estreitos e indistintos. Lóbulos palpebrais quase tão altos como a glabela, com margem subcircular; limite posterior posicionado de forma oposta a L1 e limite anterior posicionado após S2 (cerca de 60% do comprimento sagital glabelar). Campo pré-glabelar curto (sag.; corresponde a cerca de um quarto do comprimento glabelar). Librigena de contorno subtriangular, declinada abaxialmente, que se prolonga numa ponta genal afunilada, longa e larga, aparentemente atingindo a parte anterior do pigídio. Bordo lateral largo. Um bordo relativamente amplo, em estrutura de "rolo", estende-se nas margens cefálicas anteriores e laterais, desde as extremidades das pontas genais, estando limitado adaxialmente por um sulco de epibordo estreito e profundo. Campos fixigenal e librigenal com escultura reticulada pouco distinta. A dobra ocupa cerca de 70% da largura da librigena ao nível dos lóbulos palpebrais, estando ornamentada por cristas em socalco finas e subparalelas.

Placa rostral não se distingue devido à preservação do material estudado.

Tórax com nove segmentos. Ráquis fortemente arqueado (tr.), com largura aproximadamente uniforme nos primeiros três segmentos, diminuindo posteriormente, tendo o último segmento cerca de 60% da largura do primeiro. Sulcos dorsais moderadamente profundos. Anéis raquidiais convexos (sag.), ligeiramente convexos em sentido anterior, (especialmente nos primeiros segmentos). Sulcos articulares profundos. Pleuras suavemente curvadas para baixo no fulcrum, o qual se situa a cerca de metade da distância entre o sulco dorsal e a ponta pleural. Sulcos pleurais profundos ao longo da maioria da sua largura, subparalelos às margens pleurais anteriores e posteriores.

Pigídio semicircular ogival, moderadamente arqueado (tr. e sag.), com comprimento sagital correspondendo a cerca de 55% da largura máxima; ráquis ocupando cerca de 70% do comprimento sagital do pigídio e largura máxima anterior correspondendo a cerca de 25% da largura pigidial máxima. Ráquis com sete? anéis raquidiais convexos (sag. e tr.). Sulcos interanel profundos, quase transversais. Sulcos dorsais quase retilíneos, moderadamente profundos, tornando-se mais superficiais e indistintos posteriormente à ráquis. Região pleural suavemente arqueada, inclinando ligeiramente para fora, com seis sulcos pleurais curvados posteriormente, sendo que os últimos são mais superficiais. Sulcos pleurais mais compridos (exsag.) que os interpleurais, particularmente os mais distais. Bandas posteriores das pleuras ligeiramente expandidas abaxialmente e mais elevadas que as bandas anteriores distalmente. Dobra pigidial estende-se para diante medialmente, até à terminação da ráquis. Está ornamentada por cristas em socalco finas, densamente empacotadas (o espaçamento é inferior ao das linhas da dobra librigenal), de traçado subparalelo à margem pigidial.

A descrição de *R. loredensis* coincide em grande parte com a descrição de *R. simplex* da Formação Portixeddu do Katiano da Sardenha (Hammann & Leone, 1997, pp. 108-109).

Observações. A descrição de *R. loredensis* tem correspondência significativa com a descrição de *R. simplex* da Formação Portixeddu do Katiano da Sardenha (Hammann & Leone, 1997, pp. 108-109), pelo que se sugere que os espécimes sardos possam pertencer à espécie *R. loredensis*. Como referido nas observações do género, os exemplares de *Radnoria* provenientes da parte inferior da Formação Portixeddu tem nove e não dez segmentos, como sugerido por Hammann & Leone (1997) com base num espécime incompleto. À exceção desta diferença, todos os restantes comentários daqueles autores e diferenciação das restantes espécies definidas aplicam-se a *R. loredensis* da Formação Porto de Santa Anna, pelo que não se considera necessário efetuar esclarecimentos adicionais.

História do estudo. Os espécimes de *Radnoria loredensis* da Formação Porto de Santa Anna foram coletados na campanha de outubro de 1871 na jazida da Vinha de Leira Má. Todas as etiquetas antigas têm a identificação de *Proetus loredensis* sp. n., nome publicado por Delgado (1898, 1908), com a indicação de ser uma espécie afim de *Proetus stokesi* (=*Asaphus stokesi* Murchison, 1839), atualmente espécie-tipo do género *Warburgella* Reed, 1931. O espécime MG165 (Est. 105, Figs. A-C) tem a indicação de ter sido desenhado por Luiz Couceiro (exemplar desenhado número 4). Este espécime é selecionado nesta tese como lectótipo. Não tendo a nova espécie sido descrita nem figurada por Delgado (1898, 1908),

permanece como *nomen nudum* até meados do século XX, quando Thadeu (1947, 226-227, est. II, figs. 11-13) descreveu e figurou pela primeira vez o material, tornando o taxon válido. Posteriormente, os espécimes foram apenas revistos por Young (1985, p. 409, est. 49, figs. 12-14) que refigurou o material de Thadeu (1947).

Biogeografia da família Brachymetopidae. *Radnoria guyi* e *R. dolicocephala* da China são os registos mais antigos do género *Radnoria*, ambas do Sandbiano superior/Katiano inferior. Não foi possível determinar a posição cronostratigráfica da espécie chinesa com maior detalhe, já que Ji (1986) não indicou a sua extensão estratigráfica dentro da Formação Pagoda. No entanto, Sheng & Ji (1986) indicaram que *R. dolicocephala* ocorre na parte média e superior da referida formação. *Radnoria guyi* e *R. dolicocephala* são também os brachymetopídeos mais antigos conhecidos, embora *Strasburgaspis* (Sandbiano, Virginia, EUA) possa vir a revelar-se um brachymetopídeo basal e, nesse caso, o mais antigo.

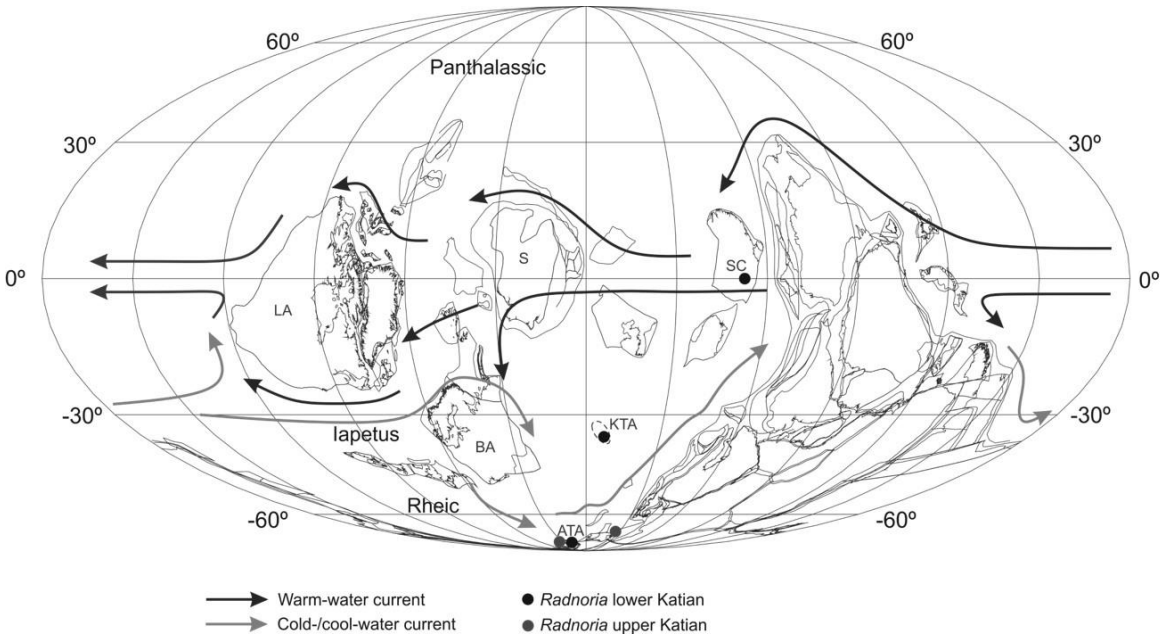


Figura 8.14. Reconstrução paleogeográfica em projeção Mollweide para o limite Sandbiano/Katiano (453 Ma), mostrando as ocorrências de *Radnoria* no Katiano (adaptado de Pereira *et al.* (2015b, Fig. 4).

A paleogeografia global do Ordovícico e os vários modelos de paleocirculação oceânica publicados para este período (e.g., Wilde, 1991; Christiansen & Stouge, 1999; Herrmann *et al.*, 2004; Rasmussen, 2011) sugerem que as trocas faunísticas ao longo da margem norte gondwânica terão sido influenciadas por uma corrente SW-NE bem desenvolvida (Fig.8.14; Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987b). Isto permitiria às trilobites do Domínio Dalmanitoidíneo (*sensu* Adrain *et al.* 2004) da região de alta latitude da Gondwana chegarem à região Sul da China, cruzando os terrenos peri-gondwânicos como Pontides, Taurides e os terrenos de Kazakh (e.g. *Neseuretus, Prionocheilus* e provavelmente *Cekovia*). Este padrão de distribuição observa-se também em outros grupos fósseis como os braquiópodes (*e.g.* Rasmussen, 2011; Harper *et al.*, 2013).

O episódio curto de aquecimento global durante o Katiano superior – evento Boda (Fortey & Cocks, 2005), terá permitido que vários taxa de trilobites da Laurentia (*e.g. Holdenia* e

Heliomeroides) estendessem a sua distribuição geográfica para regiões de maiores latitudes. Alguns dos taxa do Sul da China e/ou do Cazaquistão apareceram nas regiões gondwânicas de alta latitude neste momento (*e.g. Paraphilipsinella* e *Taklamakania*). Esta "invasão dos polos" (*sensu* Fortey & Cocks, 2005) tornou-se evidente no Katiano superior, com alterações dos padrões de distribuição típicos do Sandbiano e Katiano inicial.

Radnoria guyi e *R. dolicocephala* são anteriores ao evento Boda e às migrações faunais associadas. Nesse sentido, Hammann (1992, tab. 2) analisou a distribuição estratigráfica e paleobiogeográfica de alguns géneros de trilobites ordovícicas, distinguindo grupos de diferentes origens: norte-Gondwana, Avalónia, Báltica, Laurentia, Cazaquistânia e Norte/Sul da China. O referido autor propôs uma possível origem na Laurentia para *Radnoria*, embora o registo mais antigo conhecido à data do trabalho se encontrasse no Uzbequistão e no Sul da China. Outros géneros com distribuição semelhante (*e.g. Ovalocephalus* e *Sinocybele*) tinham sido propostos por Hammann como originários do Sul da China.

Com base nos registos mais antigos de *Radnoria* conhecidos neste momento (aproximadamente Sandbiano terminal/Katiano inicial da Associação de Terrenos Armoricanos e do Sul da China), sugire-se agora que a dispersão deste género terá sido influenciada pela corrente de água fria que controlou a expansão de outros taxa ao longo da margem oeste da Gondwana (Fig. 8.14), desde a região de alta-latitude gondwânica até ao Sul da China. Focando os registos conhecidos, parece mais provável que *Radnoria* tenha origem na região de alta-latitude gondwânica, onde são conhecidas várias ocorrências (quatro das cinco espécies definidas no Ordovícico) e não da Laurentia, como proposto por Hammann (1992).

Ordem **ASAPHIDA** Salter, 1864

Família **ASAPHIDAE** Burmeister, 1843

Subfamília **NOBILIASAPHINAE** Balashova, 1971

Observações. A nova subfamília Nobiliasaphinae foi estabelecida por Balashova (1971) para abranger membros anteriormente incluídos em Asaphinae, com distribuição geográfica no sul da Gondwana e Sul da China. Segundo Turvey (2007), as características hipostomais justificam a separação de Nobiliasaphinae e, embora anteriormente os asaphídeos da Iberoarmorica tenham sido atribuídos a Asaphinae (e.g. Rábano, 1989; Hammann & Leone, 2007), considera-se no trabalho agora apresentado a independência daquela subfamília.

Género ***Nobiliasaphus*** Přibyl & Vanék, 1965
(=*Pamirotchechites* Balashova, 1968)

Espécie-tipo. *Asaphus nobilis* Barrande, 1846; (=*Nobiliasaphus nobilis*) da Formação Zahořany do Sandbiano/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Hughes (1979, p. 117).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Nobiliasaphus delessei (Dufet, 1875); =*Ogygia delessii;* Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha e França; (sinónimo sénior de *N. caudiculatus* Born, 1918)

N. hammanni Rábano, 1989; Darriwiliano (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Espanha e Portugal;

?*N. hyperion* (Barrande, 1852); Formação Vinice, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) da República Checa;

N. katianus n. sp.; Formação Porto de Santa Anna, Katian (Berouniano superior?/Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Portugal; também ? na Formação Caliza de Cistoideos do Katiano de Espanha e na Formação Portixeddu do Katiano da Sardenha;

N. kumatox Šnajdr, 1982; Formação Bohdalec, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) da República Checa;

N. pamiricus (Balashova, 1966); =*Pamirotchechites pamiricus*; Formação Kozyndy, Darriwiliano?/Sanbiano do Tadjiquistão;

N. powysensis Hughes, 1979; Darriwiliano (Llanvirniano, Llandeiliano da escala regional britânica) do País de Gales;

N. pulverigenus Kříž & Pek, 1972; Formação Šárka, Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

N. repulsus (Přibyl & Vaněk, 1968); =*Opsimasaphus (Nobiliasaphus) nobilis repulsus;* Formação Dobrotivá, Darriwiliano superior/Sandbiano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

Outras referências ao género e observações. O género *Nobiliasaphus* e as suas ocorrências foram amplamente discutidas por Hughes (1979), Rábano (1990), Hammann (1992) e, mais recentemente, Hammann & Leone (1997), pelo que entendemos não ser necessário repetir aqui as completas e detalhadas observações efetuadas por estes autores. Deste modo, mencionam-se apenas referências ao género não referidas nestes trabalhos e/ou posteriores a eles.

No trabalho de Pillet (1990, p. 17, est. 4, figs. 12-13) foi documentada Asaphidae s.l. da Formação Grès de la Forêt d'Ancenis, do Ordovícico Superior de França, baseado em fragmentos indetermináveis. No que respeita ao Berouniano da Península Ibérica o único asaphídeo conhecido é *Nobiliasaphus,* pelo que é possível que este esteja também presente no Berouniano de França.

Posteriormente, Koch & Lemke (2000) documentaram *Nobiliasaphus?* sp. da unidade "Herscheider Schichten" do Maciço da Renânia (Alemanha), enquanto Owens & Servais (2007) compararam um exemplar meraspis da Formação Huy do Darriwiliano da Bélgica, mas a identidade genérica de ambas as ocorrências não se nos assemelha segura. Por seu lado

Corbacho & Vela (2010, est. VI, fig. D) documentaram *Nobiliasaphus?* sp. na Formação Fezouata do Tremadociano de Marrocos, mas o único espécime figurado não parece pertencer a este género. Mais tarde, Corbacho & Kier (2011) documentaram *Nobiliasaphus* sp. tipo A e *N.* sp. tipo B na Formação Ktaoua Inferior do Sandbiano de Marrocos, enquanto Koch *et al.* (2011) identificaram *?Nobiliasapus* sp. no Ordovícico do Anticlinal de Ebbe, Alemanha, mas não descreveram nem figuraram os espécimes.

Refira-se ainda que Turvey (2007) efetuou algumas considerações sobre a Subfamília Nobiliasaphinae e sobre os caracteres distintivos de *Nobiliasaphus* e outros nobiliasaphíneos, admitindo que *Birmanites* Sheng, 1934, *Nobiliasaphus*, *Ogygites* e *Pseudobasilicus* podem vir a demonstrar-se ser sinónimos entre si.

Neste contexto, *Nobiliasaphus? kielanae* é um taxon problemático. Assim, Kielan (1960) discutiu detalhadamente as diferenças entre *Nobiliasaphus nobilis* da Formação Zahořany e de *"Asaphus nobilis"* da Formação Králův Dvůr, considerando que os espécimes desta última formação eram não só distintos a nível específico mas também genérico, classificando-os como *Opsimasaphus jaanussoni* Kielan, 1960. Mais tarde, Pek & Prokop (1990) consideraram o material checo distinto desta espécie estabelecida com base em material Polaco, e estabeleceram a nova espécie "*Opsimasaphus kielanae",* que atribuíram ao género *Opsimasaphus* Kielan, 1960 (sinónimo-júnior de *Birmanites* Sheng, 1934). Por sua vez, Shaw (2000) atribui a espécie a *Nobiliasaphus* pela presença diagnóstica das cristas em "V" na ráquis pigidial e Vaněk & Valíček (2001) incluíram-na em *Birmanites.* Sem dúvida que parte do material do asaphídeo da Formação Králův Dvůr atribuído anteriormente à espécie "*O. kielanae"* é cogenérico com *Nobiliasaphus* (e.g. Pek & Prokop, 1990, est. I, figs. 5, 6; est. III, fig. 3; Shaw, 2000, est. VII, fig. 20). No entanto, o holótipo selecionado para a espécie "*O. kielanae"* (Pek & Prokop, 1990, est. II, fig. 5; Shaw, 2000, est. VII, fig. 21) e outros espécimes conspecíficos do holótipo, não parecem pertencer ao mesmo taxon que os espécimes de *Nobiliasaphus* listados acima. Por tal razão, admite-se no trabalho agora apresentado que possivelmente existem na Formação Králův Dvůr dois asaphídeos distintos: *Birmanites kielanae* s.s. e *Nobiliasaphus* sp. As diferenças reais entre ambas foram interpretadas por Pek & Prokop (1990) como ontogenéticas, considerando que os meraspides e holaspides jovens apresentam os olhos mais pequenos, sulcos torácicos mais ténues e ausência de cristas em V nos anéis raquidiais pigidiais. Já Shaw (2000) considerou-as preservacionais. Aqui são interpretadas como resultado de se tratarem de dois taxa distintos. O holótipo de *Birmanites kielanae* e o restante material conspecífico desta espécie tem dimensões muito inferiores (comprimento sagital total da carapaça entre 1 a 3 cm) a *Nobiliasaphus* sp. (pigídios com comprimentos na ordem dos 6-7 cm, estimando espécimes com mais de 15 cm sagitais). Mas as diferenças observadas não parecem ontogenéticas. O tamanho relativo dos olhos dos asaphídeos tende a diminuir com a ontogenia (e.g. Rábano, 1989), o que contraria a interpretação de Pek & Prokop (1990). Além das diferenças listadas por Kielan (1960, tab. 3), *B. kielanae* distingue-se de *Nobiliasaphus* sp. por possuir um pigídio mais curto (sag.; em relação à largura raquidial), ráquis pigidial definido por sulcos ligeiramente côncavos (sendo subretilíneos em *Nobiliasaphus*), com diminuição de largura (tr.) mais intensa na sua metade anterior, olhos mais pequenos e glabela mais curta (sag.), correspondendo apenas a cerca de metade do comprimento (sag.) cefálico.

É importante acrescentar que Hammann & Leone (1997) chamaram à atenção para a classificação da abundante espécie de *Nobiliasaphus* do Darriwiliano da Iberoarmorica como *N. nobilis*, espécie-tipo do género que ocorre na Formação Zahořany da República Checa, do Sandbiano?/Katiano inferior e, por isso, muito mais recente que os registos portugueses, espanhóis e franceses. Neste sentido, Rábano (1990) interpretou a discrepância de idades como uma expansão da distribuição geográfica da espécie apenas a partir do Berouniano, mas a especiação de *Nobiliasaphus* na República Checa nas formações infrajacentes à Formação Zahořany (*N. pulverigenus, N. repulsus, N. hyperion*) poderia sugerir uma linhagem evolutiva morfológica que não seria coerente com a presença no Berouniano médio de uma espécie pré-existente, imigrante. De todas as formas, Hammann & Leone (1997, p. 53) mencionaram claras diferenças morfológicas entre o material-tipo de *N. nobilis* e o material darriwiliano da Iberoarmorica, tendo um número de sulcos pleurais e anéis raquidiais distinto e uma ornamentação dos anéis axiais (diagnóstico a nível específico) diferente. Adicionalmente, a segmentação glabelar é claramente distinta, com os espécimes iberoarmoricanos a apresentarem o sulco mais anterior, S3, oposto aos extremos anteriores dos lóbulos principais, sendo que em *N. nobilis* os sulcos glabelares mais anteriores estão, claramente em posição pré-lóbulos oculares. Assim, a abundante espécie do Ordovícico Médio parece carecer de redefinição, o qual sai do âmbito deste trabalho, sendo aqui denominada como *Nobiliasaphus* aff. *nobilis*.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano ao Katiano superior) de Portugal, Espanha, República Checa, Marrocos, Itália (Sardenha), Turquia, País de Gales, ?Bélgica, Alemanha, Tadjiquistão, Afeganistão e Síria?.

***Nobiliasaphus* sp.**

(Est. 109, Figs. A-E)

Material. Um cranídio (moldes internos: CMP0318a/molde externo: CMP0318b) e um pigídio (molde interno: CMP0321a/molde externo: CMP0321b), provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1), Portugal.

Descrição. Glabela definida por sulcos dorsais quase impercetíveis, amplos, paralelos entre si e de traçado subsagital, curvando anteriormente e definido uma margem anterior glabelar arredondada. Distinguem-se bem dois pares de sulcos glabelares, sendo que S1 é indistinto (embora pela redução da ornamentação se possa inferir que é transglabelar, em forma de "U", com extremos abaxiais divergentes para diante e ponto medial em contacto com o anel occipital). S2 e S3 são encurvados, ligeiramente oblíquos posteriormente, subparalelos entre si. Nenhum dos sulcos desemboca no sulco dorsal. Lóbulo palpebral ocupa 25% do comprimento sagital cranidial e está justaposto à glabela; o seu extremo anterior localiza-se oposto ao extremo abaxial de S2 e o seu extremo posterior localiza-se a pouco menos de 1/5 do comprimento do lóbulo do sulco de bordo posterior da fixigena. Sulco occipital indistinto.

Área pré-glabelar ampla e aplanada, com comprimento correspondente a 20% do comprimento sagital cranidial e 32% do comprimento glabelar (incluindo anel occipital). O seu contorno medial é ogival. Ramos anteriores da sutura facial divergem inicialmente 45º da linha sagital cefálica redondeando suavemente para convergir e tornarem-se intramaginais com o limite anterior cefálico, definindo os dois ramos anteriores no limite anterior cefálico um ângulo de 120º entre si. Os ramos posteriores da sutura facial são sigmoidais, subtransversais na sua metade adaxial. O sulco do bordo posterior é superficial na porção posterior fixigenal, profundando-se no seu limite adaxial, curvando anteriormente junto à região occipital, para desaparecer fundindo-se com o quase indistinto sulco dorsal. Em linha transversal com o limite posterior dos lóbulos palpebrais, observa-se um pequeno tubérculo mediano. Toda a superfície cranidial está ornamentada por cristas em socalco concêntricas em relação aos limites cranidiais, paralelas entre si, levemente sinuosas que se atenuam ou desaparecem por completo nos sulcos/lóbulos glabelares laterais. No anel occipital a configuração das linhas torna-se complexa, definindo um padrão subtransversal entrançado.

Pigídio incompleto. Ráquis ligeiramente inflada (tr.), compreendendo-se os seus limites pela mudança de declive e ornamentação, uma vez que não se distinguem sulcos dorsais (embora a sua região anterior não esteja preservada). O seu limite posterior situa-se relativamente afastado da margem posterior pigidial. Contam-se nove anéis raquidiais, embora os seus limites sejam de difícil compreensão, sobretudo em direção posterior onde os sulcos interanel se tornam indiferenciáveis. Cada anel está limitado por sulcos interanel medialmente em forma de "V" que se prolongam nos sulcos pleurais e adicionalmente possuí uma crista mediana (*sensu* Kříž & Pek, 1974) com um *kink* mediano (em forma de "V" com extremos abaxiais curvados para fora e posteriormente). Uma segunda crista mediana, mais estreita (tr.), de traçado subparalelo à principal e anterior a esta, cujos extremos abaxiais se extinguem no ponto mais anterior da curvatura da crista mediana principal, observa-se nos anéis mais anteriores. Também nestes anéis se observam latero-anteriormente duas cristas oblíquas, curtas. Nas áreas pleurais contam-se oito-nove? sulcos pleurais, subretilíneos (há um ponto a cerca de metade do seu comprimento em que curvam muito suavemente), bem marcados, que perdem definição posteriormente e que se prolongam apenas até cerca de 65-70% da largura pleural. Sulcos interpleurais inexistentes. Margem pigidial arredondada. A superfície pigidial está ornamentada por cristas em socalco subparalelas à margem pigidial, de traçado sinuoso, irregular. Junto ao bordo as cristas têm um espaçamento menor, aumentando rapidamente para depois, a partir do limite abaxial dos sulcos pleurais até à ráquis pigidial, se tornarem mais abundantes, empacotadas, sinuosas e irregulares. Dobra pigidial muito longa (sag.), estendendo-se até quase metade do comprimento dos sulcos pleurais (parcialmente preservada, pelo que pode ser mais ampla). Está ornamentada por cristas em socalco, subparalelas à margem posterior e lateral, com um grande espaçamento entre si (maior que as da superfície dorsal). Entre estas cristas maiores situam-se numerosas linhas suavemente sinuosas e curtas, dispostas sobretudo obliquamente às cristas principais).

Observações. *Nobiliasaphus* sp. do Membro Queixopêrra é aqui classificada em nomenclatura aberta, dado que o escasso material disponível não permite uma caracterização confiável dos seus caracteres diagnósticos. É bastante similar à espécie tipo *N. nobilis* da

Formação Zahořany do Berouniano médio da República Checa (coeva), coincidindo com esta nos detalhes morfológicos que o escasso e deformado material português permite observar, nomeadamente o número e configuração das cristas medianas dos anéis raquidiais pigidiais, segmentação raquidial e estrutura cranidial. Distingue-se apenas por um número inferior de sulcos pleurais pigidiais (oito face a nove-dez de *N. nobilis*). O número de sulcos pleurais pigidiais da maioria das espécies de *Nobiliasaphus* descritas não é fixo (varia entre dois valores consecutivos). É difícil admitir qual o valor sistemático da presença de menos um sulco pleural num único espécime português mal preservado. Por outro lado, a documentação de *N. nobilis* da Formação Zahořany também dificulta compreender qual a variabilidade morfológica intraespecífica da espécie na sua localidade-tipo. Se, por um lado, o lectótipo (Barrande, 1852, est. 32, fig. 1; Horný & Bastl, 1970, est. 6, fig. 1) apresenta apenas uma crista mediana nos anéis raquidiais pigidiais, outros espécimes provenientes da mesma localidade apresentam a mesma configuração de crista mediana principal com pequena crista secundária anterior a esta que se observa no material português. Também as descrições de *N. nobilis* (e.g. Kříž & Pek, 1972) indicam a presença de duas cristas medianas, uma mais marcada que a outra. Os restantes espécimes de *Nobiliasaphus* da Formação Zahořany também apresentam as duas cristas, pelo que a presença de uma única no lectótipo deverá estar relacionada com a preservação. *Nobiliasaphus* sp. é também bastante similar a *Nobiliasaphus* sp. indet. documentada por Hammann (1976, pp. 60-61, est. 5, figs. 59-61) na Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior de Espanha. Embora conhecida apenas através de pequenos fragmentos, a presença de crista mediana secundária anterior à crista mediana principal dos anéis pigidiais, com duas cristas laterais oblíquas adicionais, coincide com o material português.

A ausência de sulcos interpleurais no pigídio permite distinguir facilmente os espécimes de Mação dos de *N. kumatox* da Formação Bohdalec do Beroniano superior da República Checa. Por seu lado, *N. hyperion* da Formação Vinice do Berouniano médio da República Checa apresenta os sulcos S1 bastante profundos e o limite posterior dos lóbulos pleurais em contacto direto com o bordo posterior (Vaněk, 2002, texto-figs. 1b, 2). Esta espécie carece, porém, de documentação, pelo que a sua validade é dúbia. *N. delessei* e *N. hammanni* do Oretaniano e Dobrotiviano, respetivamente, da Iberoarmorica, distinguem-se pela presença de uma espinha mediana posterior pigidial. *N. repulsus* da Formação Dobrotivá do Dobrotiviano da República Checa possui apenas uma crista mediana em *kink* nos anéis pigidiais. *Nobiliasaphus* sp. type A da Formação Lower Ktaoua do Berouniano de Marrocos, figurada por Corbacho & Kier (2011, est. II, fig. 1) possui sulcos interpleurais e *Nobiliasaphus* sp. type B, da mesma formação (op. cit., est. II, fig. 4), embora debilmente preservada, não apresenta a crista mediana secundária anterior à crista mediana principal dos anéis raquidiais. *Nobiliasaphus* aff. *nobilis* do Ordovícico Médio da Iberoarmórica (=*N. nobilis* dos trabalhos anteriores desde Rábano, 1989b) tem uma configuração das cristas medianas dos anéis raquidiais do pigídio semelhante, mas um número inferior de sulcos pleurais e anéis raquidiais e os olhos são também um pouco mais compridos (30% do comprimento sagital cefálico, face aos 25% do espécime português). *N. katianus* n. sp. descrita neste trabalho apresenta uma única crista mediana nos anéis raquidiais pigidiais e não tem cristas oblíquas abaxiais.

Medidas longitudinais do hipostoma
CH – Comprimento hipostoma
Ccm – Comprimento do corpo médio
Ce – Comprimento do entalhe
Medidas transversais do hipostoma
LH – Largura do hipostoma
Lcm – Largura do corpo médio
dpost – Distância entre alas posteriores
dmac – Distância entre máculas

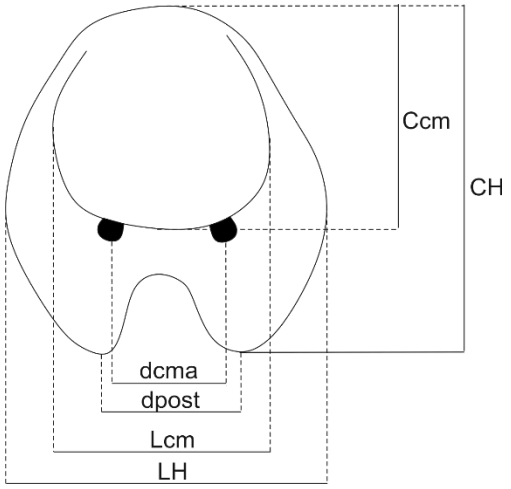


Figura 8.15. Medidas consideradas no hipostoma de *Nobiliasaphus* Přibyl & Vanék, 1965.

Tabela 8.23. Razões das medidas consideradas no hipostoma de *Nobiliasaphus* Přibyl & Vanék, 1965.

Razões	
Ccm/CH – comprimento relativo do corpo médio	CevC – comprimento relativo do entalhe
LCm/LH – largura relativa do corpo médio	dmac/LH – largura relativa da mácula
LvC H - largura vs. comprimento do hipostoma	dpost/LH – largura relativa da distância das alas posteriores

Com um único cranídio e um único pigídio incompletos e deformados, é difícil entender quais as diferenças que são reais ou espelham a preservação dos únicos espécimes. De facto, S1 parece muito menos marcado que nas restantes espécies conhecidas para o género mas o padrão dos anéis raquidiais pigidiais é bastante similar ao da espécie-tipo e claramente distinto das restantes espécies definidas para o género. Refira-se ainda que *Nobiliasaphus* é pela primeira vez reportada no Berouniano médio português. Estima-se que a espécie seja extremamente rara na região de Mação já que as abundantes colheitas efetuadas pelos Serviços Geológicos e no decurso deste trabalho não permitiram a recolha de nenhum outro espécime e entre o abundante material de vários colecionadores destes níveis da região de Mação, foram encontrados apenas dois espécimes agora estudados. Um pigídio completo da coleção privada de Michel Henrotay foi observado e, pelos detalhes morfológicos e litologia preservacional parece provir do Membro Queixopêrra. Não foi listado entre o material estudado por existir incerteza do local e nível de proveniência do espécime.

***Nobiliasaphus katianus* n. sp.**

(Est. 107, Figs. A-F; Est. 108, Figs. A-F)

vp*1897 Asaphus nobilis,* Barr. – Delgado, p. 28
vp*1908 Asaphus nobilis,* Barr. – Delgado, p. 58
v1947 *Asaphus nobilis* Barrande – Thadeu, p. 220, est. 1, figs. 6-7
v1976 *Nobiliasaphus* sp. indet. – Hammann, pp. 60-61, est. 5, figs. 59-61
v1985 *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* Hawle & Corda, 1847 – Young, pp. 396-397, est. 48, figs. 3-6
1987 Nobiliasaphus – Gutiérrez-Marco & Rábano, p. 63

v?1992 *Nobiliasaphus* n. sp. aff. *nobilis* (Barrande 1846) – Hammann, pp. 46-48, est. 1, figs. 1-4

?1997 *Nobiliasaphus* aff. *nobilis* (Barrande 1846) – Hammann & Leone, pp. 51-53, est. 5, figs. 1-6; est. 6, figs. 1-10

2011 Nobiliasaphus sp. – Sá *et al.*, p. 31

?2011 *Nobiliasaphus* sp. type B – Corbacho & Kier, est. II, fig. 4

Tabela 8.24. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Nobiliasaphus katianus* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Buçaco. Para legenda, consultar Fig. 8.15 e Tab. 8.23.

Espécimes	CH	LH	Ccm	Lcm	dmac	Ce	dpost	Ccm/CH	Lcm/LH	LvC H	CevC	dmac/LH	dmac/Lcc	dpost/LH
MG2832 (hipostoma)	2,00	1,70	1,40	1,15	0,60	0,50	0,85	0,70	0,68	0,85	0,25	0,35	0,52	0,50
MG2834-1 (hipostoma)	-	1,95	1,95	1,80	0,55	-	-	-	0,92	-	-	0,28	0,31	-
MG2835 (hipostoma)	2,05	1,70	1,80	1,15	0,50	0,55	0,80	0,88	0,68	0,83	0,27	0,29	0,43	0,47

Etimologia. Diz respeito ao Katiano, andar regional da escala cronostratigráfica global ao qual pertencem os níveis onde a espécie é definida.

Holótipo. Mol de interno de um pigídio e dobra pigidial desarticulada (MG199; Est. 107, Fig. A), figurado por Thadeu (1947, est. 1, figs. 6) e Young (1985, est. 48, fig. 4).

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Jazida LOR-P SA-1 e LOR-PSA-2, Louredo, Buçaco; Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior.

Paratipos. Dois cranídios (moldes internos: MG198, figurado por Thadeu, 1947, est. 1, fig. 7 e por Young, 1985, est. 48, fig. 3; MG2823, figurado por Young, 1985, est. 48, fig. 6); seis hipostomas (moldes internos: MG200; MG2835; MG2832a; MG2833; MG2834-1; MG2834-2/molde externo: MG2832b); um anel torácico (molde interno: MG177); onze pigídios (moldes internos: MG2831a; MG2830a; MG2826-1, figurado por Young, 1985, est. 48, fig. 5; MG2829; MG2828a; MG2827-1a; MG2827-2a; MG2825; MGUTAD15631/moldes externos: MG121-2; MG3130; MG2831b; MG2830b; MG2828b; MG2827-1b; MG2827-2b).

Ocorrência. Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano inferior, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco (Louredo, LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Portugal; com dúvida, na Formação Caliza de Cistoideos do Katiano de Espanha e na Formação Portixeddu do Katiano da Sardenha.

Diagnose. Uma espécie de *Nobiliasaphus* que se caracteriza pela presença de S1 com extremos abaxiais opostos ao limite anterior dos lóbulos palpebrais e S2 arqueados, opostos ao ponto de divergência dos ramos anteriores da sutura facial; ténue e ampla (tr.) elevação glabelar sagital, definida na metade anterior glabelar; comprimento (exsag.) dos lóbulos palpebrais corresponde a cerca de 25% do comprimento sagital cefálico. Anéis raquidiais torácicos ornamentados sagitalmente por 4-5 linhas que definem duas ondas convexas para diante (sagitalmente apresentam concavidade para diante) e lateralmente cerca de uma dezena de linhas oblíquas que não se prolongam medialmente como as cinco primeiras). Pigídio com oito anéis raquidiais bem definidos (o padrão de sulcos principais em "V" sugere que eventualmente existam mais sete anéis, num total de 15, cujos limites não são percetíveis);

anéis raquidiais ornamentados por uma crista mediana bem marcada, centrada sagitalmente no anel; áreas pleurais com oito sulcos que se prolongam até cerca de 70% da largura das pleuras.

Descrição. Glabela definida por sulcos dorsais pouco profundos, mais marcados na região pré-ocular lateral, indistintos na região oposta ao lóbulo palpebral e mais superficiais na margem anterior (sulco pré-glabelar). A glabela é suavemente convexa (tr.), com pouco relevo e lóbulo frontal arredondado anteriormente. S1 pouco profundo, amplo (tr.), transglabelar, em forma de "U"/"V", com extremos abaxiais divergentes para diante e ponto medial em contacto com o anel occipital. Os seus limites abaxiais situam-se em linha transversal com os extremos anteriores dos lóbulos palpebrais. S1 não alcança o sulco dorsal; L1 subtriangular, muito suavemente inflado. S2 arqueado, disposto transversalmente, não contactando com o sulco dorsal e oposto ao ponto de divergência do ramo anterior da sutura facial. Lóbulo palpebral ocupa cerca de 25% do comprimento sagital cranidial e está justaposto à glabela; o seu extremo anterior localiza-se oposto ao extremo abaxial de S1 e o seu extremo posterior localiza-se a pouco menos de 15% do comprimento do lóbulo do sulco de bordo posterior da fixigena. Sulco occipital amplo (exsag.), pouco profundo, mais distinto abaxialmente. Anel occipital muito pouco convexo (exsag.), ocupando cerca de 8% do comprimento sagital cefálico. Área pré-glabelar ampla e aplanada, com comprimento correspondente a 20% do comprimento sagital cranidial. O seu contorno medial é ogival. Ramos anteriores da sutura facial divergem inicialmente 45º da linha sagital cefálica redondeando suavemente para convergir e tornarem-se intramarginais com o limite anterior cefálico, definindo os dois ramos anteriores no limite anterior cefálico um ângulo de 135º entre si. Os pontos de inflexão da curvatura dos ramos anteriores da sutura facial são um pouco mais abaxiais que os pontos δ dos lóbulos palpebrais. Os ramos posteriores da sutura facial são sigmoidais, subtransversais na sua metade adaxial. O sulco do bordo posterior é superficial na porção posterior fixigenal, aprofundando-se no seu limite adaxial, curvando anteriormente junto à região occipital. Em linha transversal com o limite posterior dos lóbulos palpebrais, observa-se um pequeno tubérculo mediano, imediatamente anterior a S1. A superfície cranidial está ornamentada por cristas em socalco concêntricas em relação aos limites cranidiais, paralelas entre si, levemente sinuosas, muito debilmente preservadas nos cranídios existentes.

Librigenas desconhecidas.

Hipostoma natante, de contorno subtriangular arredondado a losangular, com largura máxima situada a pouco mais de metade do comprimento hipostomal (cerca de 55%), a qual representa 85% do deste. Posteriormente apresenta um entalhe medial cujo comprimento representa 25% do comprimento total hipostomal. As asas posteriores formadas por este entalhe estão dirigidas sagitalmente e os seus extremos posteriores distam entre si 50% da largura máxima hipostomal. Asas anteriores ausentes. Corpo central subcircular a ligeiramente ovalado anteriormente, estendendo-se desde o limite anterior do hipostoma até 70% do comprimento total e ocupando 68% da largura máxima hipostomal. O sulco que delimita o corpo central está fortemente marcado posteriormente, perdendo definição progressivamente em direção anterior. Posteriormente a este sulco localizam-se as máculas que distam entre si cerca de

35% da largura máxima hipostomal e 52% da largura do corpo central. Superfície externa praticamente lisa possuindo ligeiras linhas ténues ondulantes nos extremos periféricos latero-anteriores e também nos sulcos adaxiais às máculas. Superfície ventral do hipostoma apresenta ténues linhas nos bordos laterais adaxiais das asas posteriores.

Do tórax conhece-se apenas o anel raquidial. Anéis raquidiais torácicos ornamentados sagitalmente por 4-5 linhas que definem duas ondas convexas para diante (entre as quais a concavidade definida ocupa posição sagital) e lateralmente cerca de uma dezena de linhas oblíquas que não se prolongam medialmente como as cinco primeiras.

Pigídio incompleto. Ráquis ligeiramente inflada (tr.), definido-se os seus limites pela mudança de declive e ornamentação, uma vez que não se distinguem sulcos dorsais (embora a sua região anterior não esteja preservada). O seu limite posterior situa-se relativamente afastado da margem posterior pigidial. Contam-se oito anéis raquidiais bem definidos, embora os seus limites sejam de difícil compreensão, sobretudo em direção posterior onde os sulcos interanel se tornam indiferenciáveis das cristas medianas (o padrão de sulcos principais em "V" sugere que possam existir mais sete anéis, num total de 15, cujos limites não são percetíveis). Cada anel está limitado por sulcos interanel medialmente em forma de "V" que se prolongam nos sulcos pleurais e adicionalmente possui uma crista mediana (*sensu* Kříž & Pek, 1974) com um *kink* mediano (em forma de "V" com extremos abaxiais curvados para fora e posteriormente). Nas áreas pleurais contam-se oito sulcos, subretilíneos a encurvados para trás, bem marcados, que perdem definição posteriormente e que se prolongam apenas até cerca de 65-70% da largura pleural. Sulcos interpleurais inexistentes. Margem pigidial arredondada.

A superfície pigidial está ornamentada por cristas em socalco subparalelas à margem pigidial, de traçado sinuoso, irregular. Estas possuem um espaçamento menor junto ao bordo, aumentando rapidamente para depois, a partir do limite abaxial dos sulcos pleurais até à ráquis pigidial, se tornarem mais abundantes, empacotadas, sinuosas e irregulares (cerca de 35-40 linhas desde a ráquis pigidial até à margem pigidial).
Dobra pigidial muito longa (sag.), estendendo-se até metade/um pouco mais de metade do comprimento dos sulcos pleurais. Está ornamentada por cristas em socalco, subparalelas à margem posterior e lateral, com um grande espaçamento entre si (maior que as da superfície dorsal). Contabilizam-se 14-15 cristas em socalco. O espaçamento entre elas vai diminuindo em direção posterior e aumentando em direção abaxial, sendo que em direção anterior sagital (posterior à terminação da ráquis pigidial) têm um espaçamento muito reduzido. Entre estas cristas maiores situam-se numerosas linhas suavemente sinuosas e curtas, dispostas essencialmente de forma oblíqua às cristas principais.

Observações: *Nobiliasaphus katianus* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna do Katiano do Buçaco apresenta todas as características descritas por Hammann (1976) em *Nobiliasphus* sp. indet. (Est. 108, Figs. G-H) da Formação Bancos Mixtos, por Hammann (1992) em *Nobiliasaphus* n. sp. aff. *nobilis* da Formação Caliza de Cistoideos do Katiano de Espanha e por Hammann & Leone (1997) para *Nobiliasaphus* aff. *nobilis* da Formação Portixeddu do

Katiano da Sardenha. Estas ocorrências são incluídas na sinonímia com dúvida face ao estado fragmentário do material da primeira localidade e ao desconhecimento cranidial completo do material italiano. Deste modo, a extensa discussão efetuada por estes autores relativamente à distinção deste taxon das restantes espécies estabelecidas para o género *Nobiliasaphus* é aplicável aqui. A ausência de sulcos interpleurais no pigídio permite distinguir facilmente *N. katianus* n. sp. de *N. kumatox* da Formação Bohdalec do Berouniano superior da República Checa. Por seu lado, *N. hyperion* da Formação Vinice do Berouniano médio da República Checa apresenta os sulcos S1 bastante profundos e o limite posterior dos lóbulos pleurais em contacto direto com o bordo posterior. Além disso, *N. delessei* e *N. hammanni*, do Oretaniano e Dobrotiviano, respetivamente, da Iberoarmorica, distinguem-se pela presença de uma espinha mediana posterior pigidial. Por outro lado, *Nobiliasaphus* sp. type A da Formação Lower Ktaoua do Berouniano de Marrocos, figurada por Corbacho & Kier (2011, est. II, fig. 1) possui sulcos interpleurais, enquanto *Nobiliasaphus* sp. type B, da mesma formação (op. cit., est. II, fig. 4), apresenta estrutura pigidial semelhante, mas o estado fragmentário do único espécime figurado não permitiu averiguar a conspecificidade com *N. katianus* n. sp. Relativamente a *Nobiliasaphus* aff. *nobilis* do Ordovícico Médio da Iberomarmorica (=*N. nobilis* dos autores anteriores) esta possui uma configuração das cristas medianas dos anéis raquidiais do pigídio semelhante a *N. katianus* n. sp., mas um número inferior de sulcos pleurais e anéis raquidiais, os olhos são também um pouco mais compridos (mínimo de 30% do comprimento sagital cefálico, face aos 25% do espécime português) e os sulcos laterais glabelares claramente distintos (três pares de sulcos, sendo o mais anterior oposto aos extremos anteriores dos lóbulos palpebrais).

?*Nobiliasaphus* sp. indet.

(Est. 109, Figs. F-G)

Material. Fragmento de dobra pigidial (MG30610) recolhido no Membro Poiares – Formação Ferradosa (Penacova), e? Fragmento librigenal (MG30576) proveniente do Membro Riba de Cima – Formação Ferradosa (Penacova)

Ocorrência. Membro Poiares, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MP-1) e Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Katiano superior (Ka3-4; Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Penacova (Sazes do Lorvão, SAZ-MRC-1) Portugal.

Observações. O material aqui atribuído a *Nobiliasaphus* é extremamente fragmentário, motivo pelo qual a atribuição é efetuada com dúvida. Porém, o padrão das cristas em socalco e finas linhas oblíquas entre aquelas é o típico do género. Por outro lado, Young (1985, pp. 396-397) descreveu um pigídio proveniente do Membro Poiares (*Nobiliasaphus* sp. B), corroborando a presença do género na Formação Ferradosa. Na Formação Caliza de Cistoideos, do Katiano superior de Espanha, considerada neste trabalho equivalente lateral da Formação Ferradosa, o género está também presente (Hammann, 1992; aqui tentativamente atribuído à nova espécie *N. katianus* n. sp.).

?Superfamília **Cyclopygoidea** Raymond, 1925

Família **PANDERIIDAE** Bruton, 1968

Medidas carapaça
CT – Comprimento total da carapaça
Cto - Comprimento do tórax
Medidas longitudinais do cefalão
CC – comprimento sagital do cefalão em vista dorsal
CCa – comprimento sagital anterior aos lóbulos oculares
CCo – comprimento dos lóbulos oculares
CCp – comprimento sagital posterior aos lóbulos oculares
Medidas longitudinais do pigídio
CP – comprimento sagital do pigídio em vista dorsal
CPr – comprimento do ráquis pigidial
Medidas transversais do cefalão
LC – largura total do cefalão (medida ao nível da sua largura máxima)
LCcr – largura do cranídeo (medida no seu limite posterior)
LCg – largura da glabela (medida no seu limite posterior)
Medidas transversais do pigídio
LP – largura total do pigídio (medida ao nível da sua largura máxima)
LPr – largura do ráquis pigidial

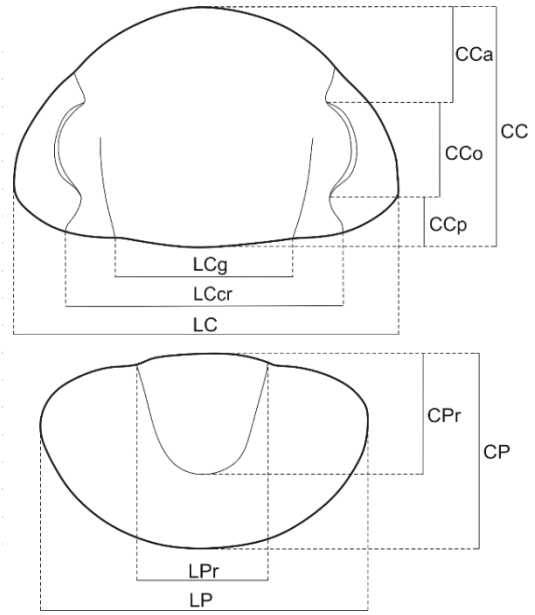


Figura 8.16. Principais medidas consideradas para Panderiidae Bruton, 1968.

Tabela 8.25. Razões das medidas consideradas para Panderiidae Bruton, 1968.

Razões	
PLC – Padrão longitudinal do cefalão (CCa/CC; CCo/CC; CCp/CC)	CRR – Comprimento relativo da ráquis pigidial (CPr/CP)
PTC – Padrão transversal do cefalão (LCg/LC; LCcr/LC)	CRC – Comprimento relativo do cefalão (CC/CT)
CvL C – Comprimento vs. Largura do cefalão (CC/LC)	CRP – Comprimento relativo do pigídio (CP/CT)
CvL P – Comprimento vs. Largura do pigídio (CP/LP)	Crto – Comprimento relativo do tórax (Cto/CT)
LRR – Largura relativa da ráquis pigidial (LPr/LP)	

Observações. Inicialmente estabelecida como uma subfamília de Illaenidae (Bruton, 1968), Panderiidae tem sido recentemente tratada como uma família independente (Fortey, 1997; Jell & Adrain, 2002; Adrain, 2013). Neste trabalho, Panderiidae é considerado um taxon de categoria familia, definitivamente não incluído em Illaenidae, contribuindo para esta opinião os panderiídeos portugueses agora estudados. Panderiidae é mantido por uma questão de estabilidade, porém novos dados sugerem que a relação com taxa previamente definidos, como Symphysurinidae Kobayashi, 1955 ou Nileidae Angelin, 1854, tem de ser investigada para compreender qual o valor taxonómico dos panderiídeos segundo o seu conceito original e se, eventualmente, cairá na estrutura de algum taxon previamente definido.

A posição sistemática de *Panderia* Volborth, 1863, género-tipo de Panderiidae, foi alvo de diversas alterações desde o seu estabelecimento. Quando os estudos sistemáticos ganharam destaque na segunda metade do século XX, Hupé (1955) incluiu *Panderia* na subfamília

Illaeninae Hawle & Corda, 1847. Posteriormente, Jaanusson (1959) defendeu o enquadramento sistemático de Hupé (1955), considerando que a flange rostral e a margem hipostomal côncava ou transversa caracterizam e permitiriam distinguir Illaeninae (Illaenidae no conceito deste trabalho). No entanto, o hipostoma de *Panderia* permanece desconhecido até à atualidade. Uma década depois, Bruton (1968) apresentou o trabalho referencial do género *Panderia*, estabelecendo uma nova subfamília, *Panderiinae* Bruton, 1968, pertencente a Illaenidae. Entre um conjunto de características diferenciadoras, Bruton (1968) elegeu as dimensões muito reduzidas dos espécimes de *Panderia*, o percurso dos sulcos dorsais cefálicos, a ausência de cicatriz lateral cranidial e a localização do tubérculo glabelar mediano. A atribuição sistemática de Bruton (1968) foi mantida por Bergström (1973) e Westrop (1983). Num importante trabalho sobre a subordem Scutelluina, Lane & Thomas (1983) propuseram uma mudança significativa na classificação dos géneros até então atribuídos à família Illaenidae. Para estes autores, a posição do tubérculo glabelar mediano, a forma da glabela e a musculatura cranidial de *Panderia*, características peculiares dentro dos Scutelluina, justificaram a inclusão do género numa família diferente e, possivelmente, uma Subordem distinta. Elevaram assim a subfamília Panderiinae à categoria de Família, embora mantendo a dúvida relativamente à possibilidade de se dever considerar como Subordem. Mais tarde, Whittington (1997), em trabalho dedicado sobretudo às estruturas torácicas dos illaenídeos, incluiu novamente o género *Panderia* na Família Illaenidae, defendendo este autor o enquadramento sistemático de Bruton (1968) - Panderiinae. Assim, deve referir-se que continua a não existir um consenso relativamente à posição sistemática do género *Panderia* e de outros géneros que ao longo do tempo foram sendo relacionados com ele. Também Ebbestad (1999) e Mergl (2006) atribuíram este taxon a Panderiidae. No entanto, Klikushin *et al*. (2009) consideram que um equívoco de Poulsen (1965), que avaliou mal o percurso da linha de sutura na margem anterior cefálica, contribuiu para a errónea atribuição de *Ottenbyaspis* à subfamília Panderiinae por Bruton (1968). O género *Pogrebovites* Balashova, 1976 foi considerado sinónimo de *Panderia* por Nielsen (1995), mas Klikushin *et al.* (2009) defenderam que este autor se baseou num erro publicado por Balashova (1976), pelo que *Pogrebovites* é um género diferente de *Panderia*. Klikushin *et al*. (2009) consideraram que tanto *Pogrebovites* como *Ottenbyaspis* pertencem a uma família diferente – *Symphysurinidae* Kobayashi, 1955.

Novos dados recentemente expostos por Mergl & Kozák (2016) permitiram esclarecer e solidificar a independência taxonómica dos panderiídeos. A descrição de novo material de *Svobodapeltis* Šnajdr (1957), da Formação Šarka do Darriwiliano da República Checa permitiu conhecer detalhes morfológicos que relacionam estas formas. Estes autores consideraram *Svobodapeltis* um membro da família Hemibarrandiidae Couterssole & Pillet, 1975, que não foi tida em conta nos trabalhos posteriores que enfocaram Illaenina, possivelmente devido à pouca divulgação da publicação, ao idioma francês e o facto de ter sido originalmente definida como subfamília de Nileidae Angelin, 1854. Neste contexto, Mergl & Kozák (2016) emendaram a diagnose de Hemibarrandiidae e justificaram com detalhe o que diferencia esta família de Nileidae, Illaenidae e Panderiidae. Porém, neste trabalho Hemibarrandiidae é enquadrado na estrutura de Panderiidae, tendo sido utilizados por estes autores os seguintes caracteres: a presença de sulcos pleurais torácicos, a presença

de sulco de bordo lateral cefálico, área pré-glabelar e cicatrizes musculares, sulcos e processos articulares, superfície externa e dobras. Os caracteres diferenciadores de Hemibarrandiidae *sensu* Mergl & Kozák (2016) estão maioritariamente relacionados com "apagamento"=*effacement*, um processo muito comum em Trilobita, incluindo intraspecificamente e, portanto, sem valor taxonómico. Refira-se a este respeito que o apagamento não deve ser utilizado por si só para separação taxonómica acima da categoria específica, porque poderá causar problemas de homologia (Whittington, 2000, p. 880), sendo a sua utilidade muito reduzida dado que se desenvolveu amplamente e independentemente em diferentes grupos de Illaenina e em outras trilobites. Assim os caracteres

Relativamente à presença de sulcos pleurais torácicos, presentes em *Svobodapeltis* e *Hemibarrandia*, a sua ausência nos restantes panderiídeos pode justificar-se por apagamento, processo comum que carece de valor na alta taxonomia. Nesse sentido, *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1946), descrita em detalhe neste trabalho, corrobora esta interpretação uma vez que as pleuras torácicas apresentam um sulco pleural muito ténue (e.g. Est. 111, Fig. E), em posição análoga à de *Svobodapeltis*, sugerindo assim que este caracter se tenha "apagado" nos representantes mais jovens da família (Panderiidae no *sensu* dos autores anteriores). Este caracter, corretamente interpretado como sulco pleural por Lebrun (1995, p. 20), foi interpretado de forma errónea numa fase prévia do trabalho agora apresentado (Pereira *et al*., 2014), tendo sido desvalorizado e relacionado com a faceta pleural que o acompanha imediatamente em sentido anterior. Porém, os novos dados de Mergl & Kozák (2016) permitiram a sua reinterpretação, a qual se baseia em muitos espécimes completos e bem preservados. O sulco de bordo lateral presente em *Svobodapeltis*, considerado ausente em Panderiidae por Mergl & Kozák (2016, fig. 3A), não parece ser muito distinto do típico rebordo cefálico de *Panderia* ou *Armoricania* n. gen. À semelhança do de *Svobodapeltis*, também se prolonga desde a região anterior cefálica até aos bordos laterais librigenais, com a mesma configuração. Em *Svobodapeltis* o rebordo é mais estreito e o sulco, por conseguinte, mais evidente. Relativamente à área préglabelar de *Svobodapeltis* (Mergl & Kozák, 2016, fig. 2A), considera-se que a sua definição resulta da compactação do espécime figurado. Outros espécimes figurados (op. cit., fig. 2F,I, J) mostram um perfil em tudo similar ao de *Armoricania* n.gen. e *Panderia* (e.g. Bruton, 1968, est. 1, fig. 4). Também nestes géneros se nota uma diminuição de convexidade na região pré-glabelar que, se compactada numa direção ideal, o colapso glabelar conduziria a um efeito semelhante ao apresentado pelo espécime de Mergl & Kozák (2016). A área pré-glabelar poderá estar presente, ainda que muito indistinta (há uma diminuição de convexidade cefálica em vista lateral nesta região, mesmo em *Panderia* e *Armoricania* n.gen.), mas está manifestamente exagerada no espécime eleito por Mergl & Kozák (2016). De todas as formas, *Pogrebovites* [Panderiidae *sensu* Mergl & Kozák (2016)] apresenta claramente uma área pré-glabelar, não podendo este caracter ser um argumento da separação familiar sugerida por estes autores. À semelhança de *Svobodapeltis*, também *Armoricania* n.gen. e *Panderia*, mesmo de afloramentos cujos pigídios preservam as características cicatrizes musculares com alguma frequência, carecem quase sempre de cicatrizes musculares glabelares. Porém, em casos de preservação excecional, alguns espécimes de *Armoricania beaumonti* permitem observar as cicatrizes cefálicas (e.g. Lebrun, 1995, est. I, figs. 2, 3; vários espécimes não publicados provenientes de Marrocos). Em

websites de trilobites de França (e.g. Lemeur, 2007) é possível encontrar com frequência espécimes de *A. beaumonti* com as cicatrizes glabelares musculares preservadas. Também Bruton (1968, texto-fig. 3) demonstrou que, após esfoliação da superfície glabelar, é possível verificar a presença de vários pares de cicatrizes em *Panderia migratoria* Bruton, 1968. À exceção deste espécime, este autor não as descreveu em nenhum outro trabalho, mesmo tendo analisado centenas de espécimes de diferentes espécies de *Panderia*. Deste modo, não surpreende que o escasso material conhecido de *Svobodapeltis* não tenha estas estruturas preservadas, mas esse facto tampouco garante a sua ausência. Entre o abundante material de *A. beaumonti* da Formação Cabeço do Peão, também não foi encontrado nenhum cefalão que preserve essas cicatrizes. É essencial que se conheçam estas estruturas em *Hemibarrandia* e em *Svobodapeltis* para corroborar a ligação deduzível com base noutros caracteres morfológicos. A configuração das cicatrizes musculares de *Armoricania* n.gen. e de *Panderia* [segundo a interpretação de Rudolph (1992) e não a de Bruton (1968)], caracterizada por um terceiro par de cicatrizes em forma de ferradura e com a disposição transversal justaposta das escaras 5 e 6, encontra bastante homologia em *Symphysurus* (ver Rudolph, 1992, texto-fig. 12), um membro de Nileidae, família cuja afinidade e relação com alguns membros de Panderiidae foi controversa até à revisão da primeira por Whittington (2003). Outro caracter em comum com *Symphysurus,* é a presença do tubérculo glabelar mediano, não documentado em *Hemibarrandia* e em *Svobodapeltis*. A estrutura torácica de *Svobodapeltis,* com sulcos e processos articulares pouco desenvolvidos, é comparável à de *Armoricania beaumonti*. Relativamente à escultura dorsal, *A. beaumonti* da Formação Cabeço do Peão permitiu conhecer em detalhe a ornamentação deste taxon. Apenas duas a três cristas em socalco surgem na superfície dorsal no canto posterolateral da librigena, estando a faceta pleural torácica também ornamentada por estas cristas. A restante superfície é lisa. Tendo em conta a localização periférica das raras cristas e a presença comum destas estruturas em Trilobita, não parece significativo que em *Svobodapeltis* estejam presentes apenas ventralmente e que, por outro lado, *Hemibarrandia holoubkovensis* (Růžička, 1926) apresente cristas em socalco na superfície dorsal cefálica (Mergl, 2006, texto-fig. 11G). A ornamentação do rebordo cefálico, com cristas paralelas e contínuas, é totalmente comparável em *Svobodapeltis* e *Armoricania* n.gen. As suturas conectivas convergentes posteriormente são comparáveis em *Svobodapeltis* (Mergl & Kozák, 2016, fig. 3B-D) e *A. beaumonti* (Lebrun, 1995, fig. 6; est. II). Por sua vez, a placa rostral e suturas conectivas de *Panderia* são francamente distintas (ver Bruton, 1968, texto-fig. 2A), permitindo inferir que *Armoricania* n.gen. estará até mais estritamente relacionado com *Svobodapeltis* do que com *Panderia*, género ao qual era atribuída a espécie-tipo de *Armoricania* n.gen. até ao presente trabalho. Por último, de facto a dobra pigidial de *Svobodapeltis* (Mergl & Kozák, 2016, fig. 1B-C) é um pouco mais curta (sag.) que em *Armoricania* n.gen., mas em contrapartida ambas partilham um padrão muito distintivo e característico, não conhecido em nenhum outro grupo de trilobites (Mergl & Kozák, 2016, fig. 3I) e que, neste trabalho, é considerado diagnóstico a nível familiar. Este mesmo padrão, semelhante na dobra librigenal, está também presente em *Hemibarrandia* (Mergl, 2006, fig. 13G). O mesmo consiste em linhas contínuas, perfeitamente regulares, paralelas entre si e ao bordo, tendo as mais periféricas um espaçamento muito reduzido que, de imediato, passa a um espaçamento máximo que diminui de modo muito regular de crista para crista em sentido anterior/adaxial. Este padrão difere, por exemplo, de quaisquer dos padrões de Nileidae (e.g.

Nielsen, 1995, p. 197; Whittington, 2003, texto-fig. 2A), embora seja nesta família que se encontra uma configuração mais próxima à de Panderiidae (apresenta a mesma regularidade, paralelismo e variação muito frequente de espaçamento, mas difere pela forte incisão medial da dobra pigidial que provoca uma redução extrema do espaçamento medialmente, um estrangulamento das cristas). Nileidae é uma família morfologicamente afim de Panderiidae, tendo existido no passado permuta de taxa atribuídos a ambas. Whittington (2003) efetuou uma revisão de Nileidae, na qual justificou a independência desta família e a separação de membros aqui incluídos em Panderiidae, como *Hemibarrandia*. Porém, detalhes como a configuração das cicatrizes musculares e padrão das cristas em socalco de ambas as famílias deverão ser futuramente investigados, sendo que a semelhança morfológica destes taxa poderá ter mais justificações que a mera convergência morfológica. Neste sentido, procurou-se verificar o padrão das cristas em socalco das dobras (sobretudo da pigidial) de outros panderiídeos, nomeadamente *Panderia,* mas a documentação existente destas estruturas é muito rara, tendo sido apenas encontrada para *Panderia* cf. *triquetra* Volborth, 1863 (Nielsen, 1995, fig. 236F). O pouco que se observa deste padrão nesta espécie está de acordo com a regularidade de *Svobodapeltis*, *Hemibarrandia* e *Armoricania* n.gen., mas não foi possível verificar como suposto a sua coincidência. Embora se tenha optado por enfocar mais o género *Svobodapeltis,* também *Hemibarrandia* (e.g. *H. klouceki* Mergl, 2006) apresenta um conjunto de caracteres que tornam a forma indivisível a nível familiar de *Armoricania beaumonti* (nomeadamente a nível dos sulcos torácicos e pigidiais). Considera-se assim que Hemibarrandiidae pertence à estrutura de Panderiidae e que os taxa atribuídos àquela família por Mergl & Kozák (2016) devem ser classificados como panderíideos. Porém, não se invalida a possibilidade de ambas as famílias constituírem taxa independentes embora, nesse caso, *Armoricania beaumonti,* considerada anteriormente um representante de *Panderia* e, por conseguinte, um panderiídeo inequívoco, tenha de ser incluída em Hemibarrandiidae e a extrema homeomorfia de ambas as famílias investigada. No atual estado do conhecimento, não existem motivos para propor uma divisão subfamiliar de Panderiidae e tal divisão futura dificilmente permitirá separar *Svobodapeltis*, *Hemibarrandia* e *Armoricania* n. gen. Esta última família tem um número de membros conhecidos muito reduzido. A título de exemplo, a longevidade estratigráfica de *Armoricania beaumonti* (ainda que possa ser apenas fenotípica), poderá sugerir certa estabilidade morfológica do grupo o que poderia justificar o reduzido número de formas conhecidas. Em termos evolutivos, parece existir um aumento da convexidade e do apagamento de sulcos secundários (contrariamente, os sulcos dorsais cefálicos e raquidiais, tornam-se progressivamente mais marcados), um aumento relativo do tamanho dos olhos (exsag.) e uma diminuição do número de segmentos torácicos (de nove para oito) o qual poderá também justificar a convergência morfológica das formas até agora incluídas no género *Panderia*, que tudo indica será polifilético. Refira-se que uma revisão desta família no conceito em que aqui é redefinida sai do âmbito deste trabalho. Porém, com os dados atuais, é possível compreender melhor a evolução deste grupo muito particular de trilobites e levantam-se suspeitas quanto à existência de uma eventual subordem, como sugerido por Lane & Thomas (1983), mas que não inclua apenas os panderiídeos, mas possivelmente taxa até agora considerados não relacionados entre si e pertencentes a Hemibarrandiidae, Nileidae ou Symphysurinidae. Este conceito torna também muito mais compreensível a evolução do grupo dentro do Domínio Europeu peri-gondwânico,

esclarecendo a estranha presença, abundância e grande dimensões de *Armoricania beaumonti*. Quando anteriormente atribuída ao género *Panderia*, constituía uma ocorrência isolada de uma forma endémica báltica de dimensões médias inferiores a 5mm, interpretada como um "migrante" que teria aproveitado a fase regressiva dobrotiviana para estender a sua distribuição à região gondwânica e cujas dimensões muito superiores se justificariam por uma adaptação a um ambiente subpolar de alta-latitude (Rábano, 1989d, p. 88). Neste contexto, defende-se neste trabalho que *Armoricania beaumonti* é uma forma endémica do Domínio Europeu peri-Gondwânico, cuja origem poderá estar relacionada com formas pré-existentes neste biochore (como *Hemibarrandia*).

Armoricania n. gen.

Etimologia. Diz respeito à Armórica, domínio paleobiogeográfico onde a espécie-tipo do género (*beaumonti*) foi definida e o género ocorre.

Espécie-tipo. *Nilaeus beaumonti* (Rouault, 1847); *=Nilaeus beaumonti;* Formação Traveusot, Darriwiliano (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França; também presente no Darriwiliano [Dobrotiviano, Sub-biozona *Morgatia hupei* (Biozona *Coplacoparia tournemini*) e Biozona *Coplacoparia borni*] de França, Espanha e Portugal; Sub-biozona *Marrolithus bureaui* (Biozona *Coplacoparia borni*), Sandbiano basal (topo do Dobrotiviano) de França; Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal e França.

Diagnose. Cefalão fortemente convexo (sag., tr.), ângulo cranidial de 85-90º; glabela larga (60% da largura total cefálica); sulcos dorsais arqueados, pouco profundos, definindo glabela em forma de barril, com cerca de 50% do comprimento sagital cefálico; olhos grandes (cerca de 30% do comprimento sagital cefálico); ramo anterior da sutura facial divergente e curto (exsag.), prolongando-se ventralmente nas suturas conectivas e ramo posterior da sutura facial divergente; glabela com cinco pares de cicatrizes musculares, sendo os dois pares posteriores e anteriores alongados transversalmente e o par mediano em forma de ferradura com abertura abaxial; fixigenas alongadas (exsag.) e muito estreitas (tr.); librigenas subtriangulares com ângulo genal arredondado; tubérculo mediano glabelar situado ao nível dos lóbulos palpebrais; suave crista sagital; superfície dorsal praticamente lisa (raras cristas em socalco nos extremos laterais das librigenas). Rebordo anterior cefálico ornamentado por cristas em socalco, prolongando-se lateralmente até à margem lateral das librigenas. Suturas conectivas muito oblíquas, quase subtransversais; placa rostral muito larga (tr.), subretangular. Tórax com oito segmentos; pleuras torácicas com sulco pleural oblíquo muito ténue e faceta pleural. Pigídio de contorno semicircular, com ráquis parabólica definida por sulcos muito superificiais, ocupando cerca de 45% da largura (tr.) e 65% do comprimento pigidiais, ornamentada por vários pares de cicatrizes musculares; dobra pigidial com comprimento constante (sag., corresponde a cerca de 40% do comprimento sagital pigidial) e margem interna contínua, subparalela à margem pigidial.

Outras espécies. *Armoricania* cf. *beaumonti,* que corresponde à citação de Gutiérrez-Marco *et al*. (2003) de *Panderia* no Ordovícico Médio de Alnif (Marrocos), citada como *Illaenu*s sp. por Termier & Termier (1950: lám. 193, fig. 23; col. Clariond). Embora não tenha sido possível estudar este material, diversas fotografias facultadas por J.-C. Gutiérrez-Marco (Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, Espanha) em 2011 permitem esta atribuição.

Observações. *Armoricania* n. gen. diferencia-se de *Panderia,* género ao qual era atribuída anteriormente a espécie-tipo *beaumonti* Rouault, 1847, por um ramo anterior da sutura facial divergente e mais curto, exsag., que se une ventralmente às suturas conectivas (em *Panderia* é convergente e une-se ventralmente à sutura transversa ou rostral), distinta configuração da zona anterior dorsoventral cranidial, com *Armoricania* n. gen. a apresentar um rebordo cefálico e dobra cranidial muito curta (sag.) e uma placa rostral muito alargada (tr.), limitada por suturas conectivas muito oblíquas (quase transversais), pela presença nas pleuras torácicas de um sulco pleural muito ténue e amplo, que define uma área subtriangular aplanada, pela presença de uma faceta pleural nos segmentos torácicos (o tórax de *Panderia* carece de sulcos pleurais e facetas), pelo contorno pigidial (*Panderia* tem a margem anterior raquidial muito convexa para diante e tem uma razão CP/LP menor), os sulcos dorsais pigidiais são muito superficiais (em *Panderia* são profundos anteriormente, perdendo depois definição), a configuração posterolateral é distinta (em linha com a margem anterior raquidial em *Armoricania* n. gen., com um sulco contínuo e subparalelo a toda a margem anterior pigidial, sendo que em *Panderia* há usualmente uma faceta oblíqua à margem anterior e normlmente sem sulco) e, embora de menor valor, pelas dimensões consideravelmente superiores (centimétricas, face às milimétricas de *Panderia*). *Armoricania* n. gen. é significativamente distinta de *Panderia,* quer da espécie-tipo *P. triquetra* quer das muitas espécies bálticas descritas por Bruton (1968) que, possivelmente, representam mais do que um género (diferentes configurações das estruturas ventrais e pigidiais).

A ausência de registos de *Armoricania* n. gen. na República Checa, região do Dominio peri-Gondwânico onde ocorre *Svobodapeltis* e *Hemibarrandia* (géneros relacionados com este novo taxon) é sugestiva. A sua presença nesta região seria expectável, uma vez que do ponto de vista paleobiogeográfico apresenta em comum muitos géneros com Marrocos (onde *Armoricania* n. gen. está presente) e sobretudo porque, tal como a interpretação de Henry (1980a, 1996) sugere, *Panderia* é um género com adaptação a domínios mais profundos (situação observada na Boémia no Ordovícico, caracterizada por fácies mais distais), ainda que presente também em condições de menor profundidade. Contudo, no futuro poderá vir a documentar-se este género também na República Checa.

Conforme acima referido, considera-se que as formas bálticas anteriormente atribuídas a *Panderia* não são cogenéricas do material iberoarmoricano usualmente classificado como *P. beaumonti.* Fora da região báltica/noroeste da Rússia, existem vários registos de *Panderia,* que se listam seguidamente, mas nenhum é considerado atribuível a *Armoricania* n. gen. Nesse sentido, Apollonov (1974) referiu a presença de *Panderia* sp. no Katiano superior-?Hirnantiano do Cazaquistão, porém conhecem-se apenas pigídios e cranídios, cuja figuração

e descrição não permitem detalhar a identidade genérica destes espécimes. Bruton & Owen (1988) sugeriram que o material do Cazaquistão poderia ser atribuído a *P. insulana* Bruton, 1968 da Formação Skogerholmen do Katiano da Noruega, enquanto Fortey (1997) o aproximou de *P. orbiculata* Ji, 1986 da Formação Pagoda do Katiano da China. Além disso, Lespérance & Sheehan (1987) referiram também a presença de *Panderia* sp. no Katiano superior da Bélgica. Por outro lado, *Panderia* sp. (Rudolph, 1992, est. 4, figs. 1-5) proveniente do "Geschiebe Sasel", Katiano da Alemanha, é conhecida apenas através de cranídeos. Porém, a morfologia e dimensões aproximam-no de *Panderia s.s.* O padrão das cicatrizes musculares é muito semelhante ao de *Armoricania* n. gen. e permitiu a Rudolph (1992) corrigir a interpretação destas estruturas no género *Panderia*. Zhou *et al*. (2001) referiram a ocorrência abundante de espécimes que atribuíram a *Panderia* sp. no Darriwiliano de Yichongqiao, China. Zhou (2005) indicou *Panderia* sp. na Formação Pagoda, Katiano, China. Karim (2008) referiu a presença de *Panderia* (classificando alguns espécimes como *Panderia* cf. *curta*) no Ordovícico Superior do Irão. Porém, o material é muito fragmentário para efetuar mais considerações (e a superfície dorsal da librigena está amplamente coberta por cristas em terraço, sendo que *Panderia s.s.* é lisa).

Lebrun (1994) efetuou um estudo detalhado da espécie *Armoricania beaumonti* do Ordovícico Médio do Maciço Armoricano, referindo a ocorrência de um sulco transverso muito ténue junto ao bordo posterior do cefalão que considerou corresponder ao sulco occipital. Segundo a perspetiva de Lebrun (1994), a sugestão apresentada por Bruton (1968) e por Lane & Thomas (1983), que consideraram que os dois pares posteriores de impressões musculares cefálicas de *Panderia* pertenceriam ao anel occipital, está errada, pertencendo a totalidade dos cinco pares de impressões do género *Panderia* à glabela.

Panderia monodi Dean, 1973, proveninte da Formação Sobova, Darriwiliano inferior, Turquia, é a espécie mais antiga atribuída ao género *Panderia*. Porém, a sua atribuição genérica deve ser efetuada em *sensu lato*, uma vez que dificilmente se pode considerar *Panderia* como um taxon monofilético no se conceito atual. Além disso, *Symphysurina? perseverans* Tjernvik, 1956 do Floiano? de Västergötland, Suécia, foi atribuída ao género *Ottenbyaspis* por Dean (1973). Posteriormente, Lebrun (1995) considerou-a representante do género *Panderia*. No entanto, Lebrun (1995) não efetuou quaisquer comentários quanto a esta consideração. Estas são as formas afim de *Panderia* mais antigas conhecidas, embora se suponha que a semelhança morfológica das muitas espécies atribuídas a *Panderia* anteriormente seja mais resultado de convergência morfológica de um grupo que estará filogeneticamente relacionado (seja a nível familiar ou mesmo de subordem, esta segunda opção mais provável) do que a uma verdadeira situação cogenérica.

Mais recentemente Rudolph (1992) descreveu e discutiu a configuração das cicatrizes glabelares de *Panderia* sp. do "Geschiebe" do Katiano de Sasel, Alemanha, muito semelhante a *Armoricania beaumonti* da Formação Travesout de França e *A.* cf. *beaumonti* de Marrocos. Este autor chamou a atenção para o facto de a configuração destas estruturas em *Panderia* sp. da Alemanha ser distinta da documentada por Bruton (1968) e, consequentemente, por Lane & Thomas (1983) para o género, dando enfâse ao par central em forma de ferradura. Rudolph

(1992) referiu a existência de um erro na interpretação de Bruton (1968) devido ao material de que o autor dispunha, uma vez queem trabalhos anteriores clássicos, a interpretação das cicatrizes musculares de *Panderia* na região Báltica era correta e coincidente com a de Rudolph (1992). Outras considerações importantes de Rudolph (1992) basearam-se na possibilidade de o par frontal de cicatrizes musculares estar dividido em dois. No que concerne a *Armoricania* n. gen., esta última divisão parece não existir mas também não se pode excluir devido à débil preservação destas estruturas. A relação com *Symphysurus*, também posta em evidência neste trabalho, tinha já sido evidenciada por Rudolph (1992, p. 82): "Das geteilte vorderste Fleckenpaar und der mediane Tuberkel erinnern eher an *Symphysurus* der in Andeutung auch einen hufeisenförmigen Muskelfleck besitzt." A descoberta do hipostoma de *Panderia* é premente para o esclarecimento da sua posição sistemática, mas a peculiar configuração das cicatrizes musculares glabelares deverá ser mais valorizada na sistemática dos panderiídeos.

Distribuição estratigráfica e geográfica. Ordovícico Médio a Superior de Portugal, Espanha, França e Marrocos.

Armoricania beaumonti (Rouault, 1847)

(Est. 110, Figs. A-I; Est. 111, Figs. A-F; Est. 112, Figs. A-K; Est. 113, Figs. A-I)

*1847 *Nilaeus beaumonti* Rouault, p. 321; est. 3, fig. 2
1856 *Illaenus sanchezi* n. sp. – Verneuil & Barrande, p. 982; est. 25, fig. 7
1875 Illaenus *sanchezi* Barr. et Vern. – Mallada, p. 23; est. 4, fig. 5
1892 *Illaenus beaumonti*, Rou – Delgado, p. 14
? 1901 *Illaenus beaumonti* (Rouault) – Kerforne, pp. 185-186
vp 1908 *Illaenus* sp. – Delgado, p. 80
? 1908 *Illaenus* cf. *beaumonti* Rou. (¿ an sp. n.) – Delgado, p. 106
? 1908 *Illaenus* sp. n. (aff. *I. Beaumonti* Rou. sp.) – Delgado, p. 106
1954 *Panderia beaumonti* (Rouault) – Jaanusson, p. 565
1968 *Nileus beaumonti* Rouault – Bruton, p. 6
1989 *Panderia beaumonti* (Rouault, 1947) – Rábano, est. 42, figs. 1-12
1989 *Panderia beaumonti* (Rouault) – Henry, p. 151, fig. texto 7, fig. 5-F
. 1994 *Panderia beaumonti* – Lebrun, texto-fig. 1, 5-A, 6, 7; est. 1, figs. 1-3; est. 2, figs. 1-2; est. 3, figs. 1-3
1995 *Panderia* sp. – Romão *et al.*, p. 124
2000 *Panderia* sp. – Romão, p. 107
2009 *Panderia beaumonti* – Lomas Martín, p. 176-179
2010 *Panderia beaumonti* (Rouault 1847) – Lebrun *et al.*, p. 31
2010 *Panderia beaumonti* (Rouault 1847) – Lebrun *et al.*, p. 38
v2010 *Panderia beaumonti* (Rouault 1847) – Guy & Lebrun, pp. 56-57
v2014c *Panderia beaumonti* (Rouault, 1847) – Pereira *et al.*, pp. 538-540, figs. 2A-N

Lectótipo. Uma carapaça (molde interno IGR2278a) figurada por Bézier (1907, p. 119, fig. C1) e por Lebrun (1994, fig. 1), proveniente do Darriwiliano superior da Formação Traveusot,

La Couyère, Ille-et-Villaine (Maciço Armoricano francês). Eleito por Lebrun (1994). Pertencente à coleção Rouault, depositada no Instituto de Geologia de Rennes.

Material. Três carapaças enroladas (moldes internos: MGUTAD15008b; MGUTAD15010; CMP0003; CMP0009/molde externo MGUTAD15008a); dez carapaças completas (moldes internos: MGUTAD15001a; MGUTAD15011a; CMP0005; CMP0007a; CMP0013; CMP0016a; CMP0023; PMGT00123; PMGT013103/moldes externos: MGUTAD15001a; MGUTAD15011b; CMP0007b; CMP0016b; CMP0024; PMGT0123bis); 24 carapaças incompletas e/ou desarticuladas (moldes internos: MGUTAD15002a; MGUTAD15007; CMP0001; CMP0002a; CMP0006; CMP0008; CMP0011; CMP0012; CMP0015a; CMP0017a; CMP0019a; CMP0020; CMP0021; CMP0034-1; CMP0060; CMP0069a; CMP0070; PMGT014-9; PGMT0122; PMGT0123 - 2 espécimes; PMGT0233/moldes externos: MGUTAD15002b; CMP0002b; CMP0015b; CMP0017b; CMP0019b; CMP0067; CMP0069b; CMP0059; PMGT0123bis – 2 espécimes); seis cranídios (moldes internos: MGUTAD15012; MGUTAD15035; MGUTAD15042; CMP0014; PMGT0233-3; PMGT0233-5/moldes externos: PMGT0233-3); seis toracopigídios incompletos (molde interno: CMP0004; CMP0018; CMP0022a; CMP0059; CMP0065a/molde externo: CMP0010; CMP0022b; CMP0065b); nove pigídios (moldes internos: MGUTAD15003; MGUTAD15004; MGUTAD15006; MGUTAD15009; MGUTAD15011; MGUTAD15013; MGUTAD15039; MGUTAD15041a; PMGT0233-4/moldes externos: MGUTAD15041b; PMGT0233-4); dois meraspides (grau 6: CMP0064a e CMP0064b; grau 7: CMP0076a e CMP0076b).

Tabela 8.26. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Mação. Para legenda, consultar Fig. 8.16 e Tab. 8.26.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	LC	LCcr	LCg	CP	LP	LPr	CT	PLC	PTC	CvL C	CvLp	LRR	CRR	CRC	CRP
MGUTAD15001	1,00	0,40	0,30	0,30	2,75	1,35	1,95	1,15	2,30	1,05	3,20	0,40-0,30-0,30	0,71-0,49	0,36	0,50	0,46	-	0,31	0,36
MGUTAD15005	-	-	-	-	-	-	-	1,45	0,90	-	-	-	-	-	1,61	-	-	-	-
MGUTAD15011a	1,35	0,60	0,40	0,35	3,80	2,50	1,90	1,15	-	-	3,40	0,44-0,30-0,26	0,5-0,66	-	-	-	-	0,40	0,34
PMGT0123	0,35	-	-	-	-	-	-	0,40	1,05	-	1,10	-	-	-	0,38	-	-	0,32	0,38
PMGT013103	2,40	1,2	0,77	0,42	2,35	-	-	-	-	-	6,00	0,50-0,32-0,18	-	1,02	1,05	0,55	-	0,40	-
CMP0005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,47	0,65	-	-	-	0,33
CMP0001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,61	0,46	-	0,40	0,33
CMP0002	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,75	0,35	0,67	-	-
CMP0003	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,51	0,45	-	-	-
CMP0005	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,62	-	-	0,47	0,33
CMP0006	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,34	0,37
CMP0007	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	0,42
CMP0013	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,70	-	-	0,50	0,33

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1, CRG-FCP-2 e Pereiro, PER-FCP-1) e Sardoal (Monte Cimeiro, MC-FCP-1), Portugal. Também no Darriwiliano superior (topo do Dobrotiviano inferior – escala regional mediterrânica; sub-Biozona Hupei) de França (formações Andouillé, Traveusot e Pissot), Espanha ("Tristani shales", sinclinais Herrera del Duque, Corral de Calatrava, Puertollano-Almuradiel, Almáden, Puebla de Don Rodrigo) e Portugal (parte superior da Formação Valongo, Camada Favaçal, Formação Cabeço do Peão).

Diagnose. A mesma do género.

Descrição. Forma ligeiramente micropígica. Cefalão mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do limite posterior do lóbulo palpebral (ponto ε), e representando cerca de 150% do comprimento sagital cefálico. Contorno cefálico semicircular em vista palpebral e grosseiramente elíptico em vista dorsal. O bordo posterior do cefalão é convexo em relação ao tórax na sua região raquidial (em vista palpebral), sendo retilíneo na sua porção genal. Rebordo anterior cefálico em relevo, mantendo comprimento (exsag.) constante ao longo de todo o cranídeo, em vista dorsal e palpebral (Est. 112, Figs. B,H). A glabelatem, até onde se acompanha os seus limites, uma forma retangular a trapezoidal de vértices arredondados, sendo bastante larga (cerca de 60% da largura máxima cefálica, medida ao nível do ponto δ). Embora a maioria dos espécimes esteja deformada por compactação, é possível inferir uma convexidade significativa, podendo medir-se um ângulo cranidial de 90º nos cefalões menos compactados (e.g. PMGT-0122, Est. 110, Figs. D,G). Em vista lateral, a glabela eleva-se até cerca dos 2/3 posteriores do seu comprimento, com uma convexidade moderada, declinando no último terço, mais convexo, sendo o seu limite anterior impercetível, "mergulhando" na área anterior do cefalão. Os limites laterais da glabela estão definidos por sulcos dorsais muito ténues, superficiais, estreitos (tr.), por vezes quase impercetíveis, que vão perdendo definição em direção anterior, distinguindo-se sobretudo junto ao contacto com o tórax (onde desenvolvem um pequeno e profundo apódema, observável nos moldes internos) e perdendo total definição a partir da zona intermédia dos lóbulos palpebrais [cerca de metade do comprimento (sag.) do cefalão]. Em parte significativa dos exemplares os sulcos dorsais não são visíveis senão no bordo posterior cefálico. Em raros exemplares, os sulcos aparecem mais profundos e definidos no seu terço posterior (e.g., PMGT-0122, PMGT0115; Est. 111, Figs. B,C), pelo que as variações na definição destes sulcos foram interpretadas como resultado da deformação. O seu traçado é retilíneo e subparalelo à linha sagital do cefalão, embora nos espécimes menos deformados, cuja glabela preserva um ângulo cranidial significativo (PMGT-0122, Est. 110, Figs. D,G), pareçam apresentar um traçado ligeiramente divergente, sobretudo na sua metade anterior. No entanto, em nenhum se evidenciou um traçado que defina a glabela em forma de barril (forma descrita para a glabela da espécie por Lebrun, 1994; 2002) dado que os sulcos não parecem convergir anteriormente, sendo sim no seu limite anterior sub-paralelos (Lebrun, 1994: pl. I, figs. 1, 2 e 3). A superfície glabelar é lisa e desprovida de quaisquer sulcos glabelares. No entanto, em raros exemplares parece observar-se no bordo posterior esfoliado da glabela um L0 muito curto, delimitado por um S0 muito ténue (sag e exsag., e.g. MGUTAD15035; ver discussão sobre interpretação da estrutura). Não se observou em nenhum dos exemplares estudados as impressões musculares glabelares características do género (Bruton, 1968; Rábano, 1989; Lebrun, 1994), facto atribuível ao estado de preservação. Observa-se com dificuldade nos moldes internos de alguns espécimes (eg. MGUTAD15008b; MGUTAD15010; MGUTAD15011a) uma ténue e quase impercetível crista sagital, observável a luz rasante, que se prolonga desde o bordo posterior do cefalão até cerca de metade do seu comprimento sagital (aparentemente, prolonga-se até ao ponto mais elevado da glabela em vista palpebral lateral). No percurso desta crista foram procuradas evidências do tubérculo glabelar mediano, sem no entanto se observar inequivocamente esta estrutura. Ainda assim, nos exemplares em

que parecem existir evidências da ocorrência deste tubérculo, o mesmo situa-se ao nível da zona anterior dos lóbulos palpebrais.

Padrão transversal do cefalão é aproximadamente 0,6-0,7 (glabela-cranídio). Largura cranidial representa cerca de 70% da largura total cefálica máxima. Fixigena muito estreita, apenas definida até ao lóbulo palpebral. Sutura facial opistopária. Ramo posterior da sutura facial retilíneo e sub-paralelo ao eixo sagital do cefalão na sua metade anterior, divergindo em direção posterior até atingir o bordo posterior da gena (em ω) com um ângulo de cerca de 135° em relação ao bordo da librigena (em vista dorsal). δ situa-se mais próximo do sulco dorsal do que da ponta genal (a cerca de 35% da distância transversal total entre esse sulco e a ponta genal). α, ω e δ situam-se aproximadamente na mesma linha exsagital. Ramo anterior da sutura facial sub-retilíneo, divergente a cerca de 45° do plano sagital da carapaça até atingir o rebordo anterior cefálico. Em relação às secções perioculares (γ-ε), estas fazem um ângulo obtuso de 160º com as secções ε-ω (ramos posteriores da sutura) e de cerca de 135º com as secções γ-α (ramos anteriores da sutura).

Padrão longitudinal do cefalão é aproximadamente 0,45-0,30-0,25 (parte anterior-olhos-parte posterior). Olhos semilunares, grandes, ocupando cerca de 30% do comprimento sagital cefálico, ligeiramente mais compridos do que a distância exsagital do seu limite posterior ao bordo posterior cefálico (em vista dorsal). Apresentam uma curvatura moderada. γ mais próximo dos sulcos dorsais do que ε, estando o primeiro quase adjacente ao sulco dorsal (nos exemplares onde é possível acompanhar o traçado dos sulcos dorsais até ao limite anterior do olho) e o segundo a uma distância do sulco dorsal equivalente à distância exsagital entre esse ponto e o bordo posterior cefálico. δ situa-se a cerca de metade do comprimento do lóbulo palpebral. Lóbulo palpebral liso. Três espécimes preservam as superfícies visuais de um dos olhos (e.g. Est. 112, Figs. E,H). Os olhos são compostos, do tipo holocroal, comportando cerca de 800 facetas hexagonais, de igual tamanho, com um arranjo regular e espaçamento aparentemente constante (sensu Clarkson, 1975). Dispõem-se em fileiras diagonais (30 a 35) que apresentam um máximo de 30 facetas por fila (na zona mediana do olho, diminuindo o número de facetas por fileira para os seus limites anterior e posterior). A superfície visual tem em média 1 mm de altura, é subvertical e o seu lóbulo ocupa uma largura equivalente a cerca de 1/3 da largura máxima (tr.) da librigena.

Librigena subtriangular, grande. Em sentido abaxial ao lóbulo palpebral desenvolve-se uma área deprimida, côncava e subcircular, que acompanha o traçado do lóbulo, elevando-se distalmente para os bordos genais, dando um relevo convexo ao canto genal. Largura máxima librigenal situa-se ao nível do bordo posterior, representando 15% da largura total cefálica. Ângulos genais amplamente arredondados. Superfície librigenal dorsal ornamentada por cristas em socalco descontínuas, sub-paralelas aos bordos, de traçado sinuoso e que se intersetam ocasionalmente entre si. Diferenciam-se das cristas em socalco das partes ventrais por não manterem a continuidade e um paralelismo regular.

Dobra librigenal ampla, ocupando cerca de 80% da largura (tr.) da librigena, desenvolvendo-se até perto do ponto δ, ostentando cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo lateral e atingindo perpendicularmente o bordo posterior da librigena. Contam-se pelo menos 15

cristas em socalco, cuja distância entre si aumenta regularmente em direção abaxial, diminuindo repentinamente no bordo, no qual se observam cinco cristas muito condensadas. A distância entre as cristas diminui também em direção anterior até se fundirem/intersetarem no limite da librigena.

A parte ventral do rebordo anterior cefálico ("bourrelet céphalic" *sensu* Lebrun, 1994; "cranidial doublure" *sensu* Bruton, 1968) apresenta cerca de oito cristas em terraço, contínuas, com espaçamento regular e constante entre si, paralelas ao rebordo anterior cranidial. Está limitada lateralmente pelas suturas conectivas que são o prolongamento ventral das suturas faciais e convergem com um grau elevado em relação ao plano sagital da carapaça. A maioria dos exemplares já não apresenta esta estrutura ventral articulada.

Nenhum espécime apresenta a placa rostral em conexão com o rebordo cefálico anterior. No entanto, associado a cefalões desarticulados, com cranídeos e librigenas individualizados, foi identificada a dobra librigenal em convexão coma possível placa rostral, ambas ornamentadas por cristas em socalco de espaçamento regular e paralelas entre si. Foram procuradas evidências do hipostoma, desconhecido para o género, sobretudo nos espécimes desarticulados e em acumulações quase monoespecíficas de fragmentos de *A. beaumonti*.

Tórax com oito segmentos. Apresenta cerca de 30% do comprimento total da carapaça. A sua largura (tr.) é aproximadamente mantida desde o bordo anterior ao posterior. A ráquis, moderadamente convexa transversalmente (significativamente menos que o cefalão), larga (tr.), ocupa na margem anterior do tórax cerca de 60% da sua largura total (largura relativa do primeiro anel torácico). Tem contorno fusiforme pouco marcado (em alguns exemplares deformados é pouco percetível a diminuição de largura em direção posterior enquanto noutros esta diminuição está exagerada, numa variação atribuível à deformação). No seu limite posterior a ráquis apresenta cerca de 50% da largura torácica. Está limitada por sulcos dorsais bem definidos, pouco profundos e moderadamente largos (tr.). Embora quase sempre pareçam retilíneos devido à deformação, o seu traçado é ligeiramente côncavo em relação ao eixo sagital da carapaça, divergindo muito ligeiramente até ao 3º-4º segmento e convergindo posteriormente. No contacto entre os anéis torácicos e as pleuras existem apódemas bem desenvolvidos (um pouco menores dos que aqueles que existem no bordo posterior do cefalão), de baixo-relevo nos moldes externos e que se apresentam como cavidades circulares profundas muito características nos moldes internos (processos articulares). As pleuras torácicas aumentam a sua largura (tr.) em direção anterior, aumento que é mais evidente até à terceira pleura, sendo depois muito reduzido. O primeiro segmento é claramente mais estreito (sag.), para coincidir com a largura da margem cefálica. Deste modo, a largura total do tórax é aproximadamente mantida desde o seu limite anterior ao posterior, variando a largura relativa das áreas pleurais e dos anéis.

Anéis torácicos lisos, sem sulco articular, subretangulares (mantêm o seu comprimento, exsag., ao longo de toda a sua largura). Pleuras ligeiramente arqueadas (tr.), em posição mais baixa que a ráquis, fulcradas e ligeiramente mais compridas (exsag.) que os anéis torácicos. Os extremos distais das pleuras são obtusos e estão ligeiramente orientados em direção posterior. A parte interna da pleura é horizontal, tem um sulco pleural oblíquo muito ténue e

amplo, que define uma zona deprimida subtriangular. O fulcrum está pouco marcado e situa-se a cerca de 25-30% da largura total da pleura. A deformação dificulta bastante a correta interpretação deste ponto, sendo que muitas vezes a compactação gera um "fulcrum" aparente situado antes do extremo distal da área deprimida triangular (secção considerada como parte interna da pleura). O fulcrum vai-se "deslocando" em direção abaxial segmento após segmento (posteriormente), pelo que a área interna de cada pleura vai aumentando em direção posterior. Uma crista fina (exsag.), oblíqua ao plano sagital da carapaça e orientada para trás, separa a parte interna da pleura da faceta pleural. Observa-se melhor em exemplares esfoliados. A faceta pleural, de forma triangular, ocupa grande parte da pleura e tem uma superfície ligeiramente côncava, estando inclinada cerca de 45º para a frente e para baixo e ornamentada (superfície dorsal) por cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo posterior da faceta. Porção posterior da pleura lisa, inclinada para baixo moderadamente. Não foi possível avaliar a largura total da dobra pleural, embora se estenda pelo menos até ao fulcrum (onde deverá situar-se o seu limite interno). A dobra pleural apresenta cristas em socalco de orientação sagital (sub-paralelas ao bordo distal obtuso das pontas pleurais), que se estendem por todo o comprimento (exsag.) da dobra pleural (embora percam definição no seu extremo posterior) com as faces ingremes em direção abaxial e com um espaçamento mais ou menos regular que varia entre 0,2 mm e 0,3 mm. Por vezes podem apresentar-se ligeiramente sinuosas, não sendo tão regulares e paralelas entre si com as da dobra do pigídio ou as da dobra librigenal.

Pigídio com contorno semicircular a elíptico, ligeiramente mais pequeno que o cefalão (quer em largura, quer em comprimento). A ráquis raramente se distingue. No bordo anterior, resultado dos apódemas profundos, é possível avaliar a sua largura, a qual representa cerca de 45% da largura anterior do pigídio (embora a deformação faça parecer esta largura menor em alguns espécimes, na ordem dos 30%). Não foi possível em nenhum exemplar observar inequivocamente o limite posterior da ráquis pigidial. No entanto, a convexidade, quer longitudinal, quer transversal, que parece apresentar, indicia que a ráquis ocupe cerca de 2/3 do comprimento sagital do pigídio. Em perfil a ráquis parece aumentar de altitude até cerca do comprimento médio do pigídio, para depois decair e perder completamente o seu relevo a partir do terço posterior do pigídio. Os cantos antero-laterais apresentam um ângulo característico, com uma aresta definida, de 110-115º. Bordo côncavo na região da dobra. Dobra ampla, sub-paralela ao bordo pigidial, ocupando 35 a 40% do comprimento (sag.) do pigídio, apresentando cristas em socalco paralelas entre si e ao bordo. Contam-se pelo menos 16 cristas em socalco. As 3-4 cristas mais periféricas têm um espaçamento mínimo entre si (0,1 mm); a partir destas cristas externas, o espaçamento atinge o seu máximo, quase 1 mm (0,9 mm) e vai progressiva e regularmente diminuindo até às mais internas que voltam a distar valores na ordem de 0,1 mm. A dobra diminui ligeiramente a sua largura em direção ao bordo antero-lateral e as cristas em socalco sofrem também uma ligeira aproximação, mas não se bifurcam, atingindo o bordo anterior e cortando-o perpendicularmente. Esta configuração das cristas em socalco permite diferenciar os pigídios de *Panderia* dos pigídios dos restantes illaenomorfos do Membro Queixopêrra (quando esfoliados e exibindo a dobra pigidial).

Observações. Em trabalho anterior (Pereira *et al.*, 2014c) o material estudado foi classificado como *Panderia beaumonti*, numa atribuição genérica estável atribuída à espécie durante a segunda metade do século XX. Porém, diversos caracteres discutidos anteriormente justificam o estabelecimento de um novo género para inclusão da espécie *Armoricania beaumonti*. Assim, *Armoricania* n. gen. é, presentemente, monoespecífico. Contudo, as ocorrências deste género no Ordovícico Médio de Marrocos carecem de estudo, podendo por isso vir a consumar-se a ocorrência de uma segunda espécie.

No decurso deste trabalho foram estudados cerca de uma centena de espécimes de *Armoricania beaumonti* provenientes de três jazidas do Membro Queixopêrra em Mação. Esta espécie é já conhecida há mais de 150 anos no Dobrotiviano de França, Espanha e, pouco depois, Portugal (Rouault, 1847; Verneuil & Barrande, 1856; Delgado, 1892, respetivamente). Contudo, o registo aqui estudado é o mais recente da espécie na Península Ibérica, embora não seja a primeira vez que *A. beaumonti* é identificada em níveis do Berouniano médio. Kerforne (1901) identificou como *Illaenus beaumonti* um toracopigídeo incompleto proveniente da Formação Kermeur de Veryac'h, França. Porém, esse exemplar nunca foi figurado e, posteriormente, não foi encontrado na coleção do autor (Lebrun, 1995). Há contudo fortes indícios de que a espécie está efetivamente presente na Formação Kermeur, uma vez que há informação não publicada (Lemeur, 2007) de que existem exemplares em coleções privadas de entusiastas locais.

No que respeita a Portugal, não foram encontrados exemplares de *Armoricania beaumonti* provenientes do Membro Queixopêrra nas extensas coleções de Nery Delgado (como discutido anteriormente, grande parte dos taxa destes níveis estão em parte incerta). Contudo, é provável que a identificação de *Illaenus* sp. de Delgado (1908, p. 80) nesses níveis corresponda a *A. beaumonti*, dado que o autor deixou etiquetas com esta designação em exemplares de *A. beaumonti* provenientes do Dobrotiviano de Valongo.

Armoricania beaumonti ocorre frequentemente em associações monospecíficas (Est. 111, Fig. A), constituídas por espécimes de dimensões semelhantes, indicando um comportamento gregário e segregação etária.

A interpretação de Lebrun (1995) quanto à presença de sulco e anel occipital em *A. beaumonti* poderia ser resultado da sobreposição do cefalão sobre o primeiro anel torácico, o qual por compactação e preservação causou um ténue relevo na zona posterior da glabela. Porém, Lebrun (1995) assinala estas estruturas em cefalões isolados.

***Armoricania* sp. indet.**
(Est. 113, Figs. H, J-L)

v1897 *Illaenus* aff. *murchisoni* Salter – Delgado, p. 28.
v1908 *Illaenus* aff. *murchisoni* Salter – Delgado, pp. 40, 57.

Material. Dois cefalões incompletos (molde interno: MG82-1-009; MG82-1-011); um cranídio (molde interno: MG82-1-010).

Tabela 8.27. Medidas, em centímetros, dos espécimes de *Armoricania* sp. indet. da Formação Louredo, Palheiros, Penacova. Para legenda, ver Fig. 8.16 e Tab. 8.25.

Espécimes	CC	Cca	Cco	CCp	LC	LCcr	LCg	CP	LP	LPr	CT	PLC
MG82-1-001-1	2,50	1,30	0,60	0,60	-	2,30	1,80	-	-	-	-	0,52-0,24-0,24
MG82-1-001-2	2,00	-	-	-	-	-	1,65	-	-	-	-	-
MG82-1-001-3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Ocorrência. Formação Louredo (parte média), ca. Sandbiano superior/Katiano inferior de Penacova (Palheiros, JOR-FLO-C15), Portugal.

Descrição. Cefalão mais largo (tr.) que comprido (sag.), apresentando a máxima largura (tr.) ao nível do limite posterior do lóbulo palpebral (ponto ε). Contorno elíptico em vista dorsal. Glabela significativamente convexa que se eleva em vista lateral no terço posterior do seu comprimento, decaindo anteriormente. Os sulcos dorsais distinguem-se bem no bordo posterior, desenvolvendo um pequeno apódema no contacto com o tórax; tornam-se indistintos a partir do limite anterior dos lóbulos palpebrais. O seu traçado é subretilínio a ligeiramente côncavo em relação à linha sagital cefálica. Fixigena muito estreita (razão largura glabela/cranídio na margem posterior é cerca de 0,78). Ramo posterior da sutura facial deverá ser retilíneo e sub-paralelo ao eixo-sagital cefálico (difícil observação pelo débil estado de preservação). Padrão longitudinal do cefalão medido num único espécime é 0,52-0,24-0,24 (comprimento anteocular-olhos-posterocular, *sensu* Klikushin *et al*., 2009). Olhos grandes, semi-lunares. Librigena subtriangular.

Placa rostral ligeiramente convexa (sag.), subretangular (sendo amplamente mais larga que comprida).

Observações. Delgado (1897, 1908) identificou os espécimes estudados como *Illaenus* aff. *murchisoni*. O material consiste em apenas quatro fragmentos, um dos quais não identificável pelo que não foi considerado. O estado de preservação é muito débil, dificultando inclusive a identificação dos fragmentos e orientação. No entanto, o traçado dos sulcos dorsais glabelares, a largura glabelar e a configuração cefálica geral, permitem identificar o género *Panderia*. Adicionalmente, há um espécime que preserva a placa rostral em conexão com o cefalão. Dado o mau estado de preservação do material e a existência apenas de três espécimes, não é possível efetuar identificação ao nível específico. Foi efetuada campanha no Vale de S. Jorge, nos níveis litologicamente afim da "camada 15" de Delgado (1908), porém nenhum fragmento adicional foi recolhido. A ocorrência da espécie *Armoricania beaumonti* na Formação Cabeço do Peão da região de Mação, equivalente lateral da Formação Louredo, de onde provêm os espécimes em estudo, sendo a única espécie conhecida para o género, sugere que *Armoricania* sp. indet. da Formação Louredo correspoderá muto provavelmente a *A. beaumonti*.

Superfamília **TRINUCLEOIDEA** Hawle & Corda, 1847

Família **TRINUCLEIDAE** Hawle & Corda, 1847

Subfamília **MARROLITHINAE** Hughes, 1971

Observações. O trabalho de Hughes *et al.* (1975) assume-se como o estudo-chave para o conhecimento atual da Família Trinucleidae. Nesse trabalho, foi definida e caracterizada a nova subfamília Marrolithinae. Posteriormente, o detalhado trabalho de doutoramento de Bowdler-Hicks (2002), não publicado, veio demonstrar que a sistemática das trilobites marrolithíneos, na sua aproximação clássica, não considerava a variação morfológica que as espécies desta família apresentam. Como tal, foi definido ao longo dos tempos um número de espécies significativamente superior ao que deverá existir no registo fóssil. Estudos estatísticos demonstraram que o semi-limbo direito é normalmente diferente do esquerdo e que a distribuição das fóssulas apresenta variações comuns a populações da mesma espécie e no seio de uma mesma população. Como tal, têm de ser observadas como variações intraespecíficas. O estudo de Bowdler-Hicks (2002) demonstrou também que as variações da extensão e elevação das inflações do limbo induziram em erro a sistemática clássica do grupo e a sua proposta tornou a história paleogeográfica do grupo mais clara. Refira.se que apenas Bancroft (1929) tinha detalhado a importância de se usarem os limbos perfurados para a classificação de trinuclídeos. Há, portanto, que ter em atenção que as espécies de marrolithíneos conhecidas para o domínio peri-gondwânico europeu foram estabelecidas anteriormente a esta data. Mas mesmo quando a classificação era muito tipológica e baseada em diagnoses relacionadas com o número de fóssulas e padrões, em torno da década de 1960, os investigadores demonstravam dúvidas nas suas classificações.

Segundo a proposta de revisão de Bowdler-Hicks (2002), a subfamília Marrolithinae inclui cerca de 60 espécies que se distribuem por um total de 10 géneros: *Bettonolithus, Deanaspis, Hammannaspis, Lloydolithus, Marrolithoides, Marrolithus, Onnia, Protolloydolithus, Reuscholithus* e *Whittardolithus*. Nesse sentido, Adrain (2013) considerou também a existência de 10 géneros válidos e 58 espécies.

Os estudos de Whittington (1968), Hughes (1971) e Addison (1974) permitiram aumentar significativamente o conhecimento do grupo, reunido por Hughes *et al.* (1975) e resumido por Bowdler-Hicks (2002), trabalhos para os quais se remete para uma leitura de detalhe acerca deste grupo. Para o conhecimento do grupo, foram também importantes os contributos de Přibyl & Vaněk (1969) e Shaw (1995). Discutem-se seguidamente alguns pontos-chave da morfologia do grupo.

Os marrolithíneos constituem uma subfamília caracterizada pelas fóssulas do arco mais interno estarem truncadas pelo arco seguinte e as fóssulas da flange (fóssulas-F) estarem presentes ao longo dos limites posterior e posterolateral do lóbulo genal. A subfamília é caracterizada pelo bom desenvolvimento das fóssulas E, I e F, pela terminação do arco mais interno I_n pelo adjacente arco I e, geralmente, alargamento das fóssulas que invariavelmente

estão incluídas em I_1 (Hughes *et al.*, 1975). Contudo, Hughes (1970) verificou que o número de fóssulas por arco não depende do tamanho do indivíduo, sendo que o limbo assume as suas características finais numa etapa muito inicial do estádio meraspide. A glabela tem forma de pêra invertida, com extremo posterior redondeado e tem um nódulo mediano. Um pequeno campo pré-glabelar está presente entre a glabela e o limbo nos géneros *Protolloydolithus* Williams, 1948 e *Lloydolithus* Bancroft, 1933. O anel occipital apresenta uma variabilidade considerável, tanto ao nível da sua forma como na presença/ausência de espinha occipital. Os lóbulos genais também variam significativamente em forma e tamanho. A reticulação é normalmente observada em todos os estádios meraspide e ao longo do desenvolvimento ontogenético vai-se perdendo desde as regiões mais baixas até ficar apenas no topo da glabela. Os juvenis também têm tubérculos na sua superfície desde a glabela até metade dos lóbulos genais. A presença de uma crista desde o S2 até ao lóbulo genal poderá ser homóloga à caeca genal de outras famílias como os raphiophorídeos. Os limbos não são simétricos. O cálculo de meio-limbo acarreta um erro (negligenciável segundo Hughes (1970), mas que poderá implicar duas a três fóssulas de diferença). Esta assimetria natual não deve ser confundida com casos de abnormalidades morfológicas.

O tórax e o pigídio dos trinuclídeos é muito semelhante ao longo da família, pelo que têm um uso taxonómico muito limitado. O tórax é, invariavelmente, composto por seis segmentos e apresenta pouca variação morfológica, e em relação ao pigídio, Sheldon (1987) demonstrou que o número de sulcos pleurais varia, para cada linhagem, estratigraficamente.

Género ***Deanaspis*** Hughes, Ingham & Addison, 1975

Espécie-tipo. *Cryptolithus bedinanensis* Dean, 1967 (=*Deanaspis goldfussi* Barrande, 1846) do Sandbiano da Formação Bedinan, Turquia.

Diagnose. (Adaptada de Hughes *et al.*, 1975, p. 573 e de Bowdler-Hicks, 2002, p. 140). Limbo subsemicircular a subquadrado; fossetas E_1 pequenas e numerosas; fossetas dos arcos I_1 e I_2 maiores que as dos restantes arcos. Vareta de viga (=*girder list*) e duas varetas internas de pseudoviga posteriores presentes. Viga e primeira pseudoviga interna de desenvolvimento semelhante e distintas em todo o limbo.

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Deanaspis goldfussi (Barrande, 1846); =*Trinucleus goldfussi;* Formação Letná, Sandbiano (Berouniano inferior da escala regional mediterrânica) da República Checa; ocorre também na Formação Vinice, Katiano (Berouniano da escala regional mediterrânica), República Checa; parte inferior da Formação Ktaoua, Sandbiano e Formação Tiouririne, Katiano de Marrocos; "shale member" da Formação Bedinan, Sandbiano/Katiano do sul da Turquia; (sinónimo sénior de *Marrolithus ornatos parviporus* Přibyl & Vaněk, 1969 e *Trinucleus senftenbergi* Hawle & Corda, 1847);

D. fluminensis Hammann & Leone, 1997; Formação Monte Orri, Katiano inferior (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) e Formação Portixeddu, Katiano (Kralodvoriano da escala regional mediterrânica), Sardenha, (Itália);

D. grenieri (Bergeron, 1894); =*Trinucleus grenieri*; Formação Sangsurière, (outros equivalentes laterais na Normandia, Saint-Sauveur-le-Vicomte, la Sangsurière, Saint-Germain-sur-Ay, Vauville, Biville, Aqueville, Heauville, Sottevast, Ile de Rosan na Península de Crozon) do Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Ecalgrain, França; também no Berouniano médio de Portugal e Espanha;

D. seunesi (Kerforne, 1900); =*Trinucleus seunesi*; Formação Kermeur (e outros laterais equivalentes, formações Riadan, Vieille-Cour), do Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Raguenez, França; também no Berouniano médio de Portugal e Espanha; (=*Trinucleus pongerardi* Rouault, 1847 *nomen oblitum*);

?*Deanaspis linol* Šnajdr, 1981; Formação Libeň, Sandbiano, Montanha Rumpál, Rokycany, República Checa.

D. vysocanensis Přibyl & Vaněk, 1980; Formação Zahořany, Sandbiano a Katiano inferior (Berouniano médio - unidade cronostratigráfica regional mediterrânica) da República Checa;

Definida por Bowdler-Hicks (2002) mas que permanece como nomen-nudum *por não ter sido publicada:*

D. primotina Bowdler-Hicks, 2002 *nomen nudum*; Membro "Médio" da Formação Lower Ktaoua, Sandbiano?/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Marrocos.

Outras referências ao género. O trabalho de Bowdler-Hicks (2002) reviu o género e sinonimizou várias das espécies definidas anteriormente para *Deanaspis* (e algumas anteriormente atribuídas a *Onnia*). Na opinião da referida autora, esse trabalho teria tornado a história paleobiogeográfica dos marrolithíneos mais clara. No entanto, somos levados a discordar de tal opinião em vuirtude de não entendermos como válidas algumas das sinonímias propostas. Refira-se a este respeito que sob a designação de *Deanaspis pongerardi*, Bowdler-Hicks (2002) incluiu as espécies *pongerardi, grenieri, seunesi, malladai* e *vysocanensis*. A espécie *malladai* é claramente distinta das restantes, apresentando uma ornamentação marcada na glabela e nos lóbulos genais e a primeira pseudoviga interna significativamente mais desenvolvida que a viga, motivo que justifica a sua atribuição a *Onnia*. *Trinucleus pongerardi* foi definida com base em espécimes que apresentam bifurcação da ponta genal. Embora alguns autores tenham interpretado esta bifurcação como um caso teratogénico (Hupé, 1953; Owen, 1985), Lebrun (1994, pp. 11 e 12) apresentou uma extensa lista de argumentos que corroboram a opinião pioneira de Ferdinand Kerforne, de que esta característica é apenas um artefacto *post-mortem*. Deste modo, *D. seunesi* tem nomeado espécimes que são conspecíficos de *D. pongerardi* mas sem o artefacto *post-mortem*. Por este motivo, Bowdler-Hicks (2002) sinonimizou ambas as espécies, dando prioridade

nomenclatural a *D. pongerardi*. O facto de esta espécie ter sido muito menos mencionada e de *D. seunesi* estar bastante divulgada, gera uma situação de instabilidade taxonómica se se seguir o princípio da prioridade histórica. Por este motivo, considera-se haver vantagem em denominar *D. pongerardi* um *nomen oblitum* e *D. seunesi* um *nomen protectum*. Assim, *D. seunesi* diferencia-se de *D. grenieri* pela ausência de espinha occipital. Sendo este caracter estimado como de valor específico, considera-se que ambas as espécies são válidas e distintas e que a sua sinonimização por Bowdler-Hicks (2002) não foi correta. Também *D. vysocanensis,* cujo material tipo foi observado durante este trabalho, é aqui rejeitada como sinónimo das anteriores, distinguindo-se por vários caracteres (ver observações de *D. seunesi*). Um espécime do Uzbequistão identificado por Hughes *et al.* (1975) como *Deanaspis* sp., foi atribuído por Bowdler-Hicks (2002) a *Deanaspis fluminensis,* sendo mais uma trilobite em comum entre a Sardenha e aquele país.

Por seu lado, Ghobadi Pour *et al.* (2015) documentaram *Deanaspis* sp. 1, *Deanaspis* sp. 2 e *Deanaspis* sp. aff. *D. vysocanensis* na Formação Seyahou do Katiano superior do Irão. Embora estes autores tenham descrito que a viga e a primeira pseugoviga apresentam o mesmo desenvolvimento, infelizmente não figuraram em vista ventral nenhum espécime, pelo que não é possível comparar o desenvolvimento destas estruturas nos espécimes iranianos e iberoarmoricanos. A fórmula limbar é de facto muito semelhante às de *Deanaspis* da Iberoarmorica, mas a ornamentação cefálica e a muito marcada vareta de viga assemelham mais o material aos registos do género na Sardenha (Hammann & Leone, 1997).

Observações. O desenvolvimento de cristas concêntricas na lamela inferior é um caracter considerado de nível genérico para os marrolithíneos. A viga (=*girder*) é a crista concêntrica entre os arcos I_1 e E_1, a qual é confluente com a crista da espinha genal. As cristas concêntricas internas à viga são conhecidas como as pseudovigas (=*pseudogirders*) internas e são numeradas consecutivamente desde a viga. A correta identificação destas estruturas é essencial a nível genérico.

Os géneros *Deanaspis* Hughes, Ingham & Addison, 1975 e *Onnia* Bancroft, 1933 foram, desde o estabelecimento do primeiro, alvo de confusão e discussão. Estes autores consideraram que os marrolithíneos do Ordovícico Superior de Portugal, Espanha e França pertencem, na sua totalidade, ao género *Onnia*. Também Lebrun (1994), ao rever os marrolithíneos do Ordovícico Superior francês, considerou que pertenciam a *Onnia.* A principal diferença entre ambos é o desenvolvimento da viga em relação ao da primeira pseudoviga. Em *Deanaspis* o desenvolvimento de ambas é semelhante (estão igualmente marcadas ao longo de todo o limbo), sendo que em *Onnia* a primeira pseudoviga está mais desenvolvida, sobretudo na zona anterior. Como caracteres adicionais, Bowdler-Hicks (2002) considerou que *Deanaspis* se caracteriza por apresentar fóssulas dos arcos I1 e I2 um pouco maiores que as dos arcos restantes, vareta de viga e duas primeiras varetas de pseudoviga proeminentes. As formas do Berouniano da Iberoarmórica apresentam a primeira condição, com a viga e a primeira pseudoviga interna a apresentarem desenvolvimento semelhante, pelo que são aqui consideradas como pertencentes a *Deanaspis* (e.g. Est. 115, Fig. F). A interpretação de Hughes *et al.* (1975) e de Lebrun (1994), que consideraram este material

pertencente ao género *Onnia*, está relacionado com o facto de em alguns espécimes a primeira pseudoviga interna ser mais longa (sag.) na região anterior do que a viga (e.g. ver Young, 1995, est. 49, fig. 4). No entanto, a pseudoviga não é mais proeminente nessa região, embora se torne mais evidente pela sua amplitude. Em muitos espécimes, que não apresentam um declive do limbo anterior à primeira pseudoviga interna, esta não tem o seu comprimento (sag.) tão exagerado em relação à viga. De todas as formas, ambas são proeminentes e lateroposteriormente, a viga está um pouco mais desenvolvida que a primeira pseudoviga interna. Em *Onnia* (ver Shaw, 1995, fig. 15.1), a viga não só é mais curta (sag.) que a pseudoviga, inclusive em espécimes sem declive anterior à pseudoviga, como não é sequer proeminente, dando total destaque à primeira pseudoviga interna ao longo de todo o limbo.

Neste contexto, *Deanaspis* e *Onnia* mostram a crista da espinha genal em conexão com a viga e juntando-se com as pseudovigas. Shaw (1995) usou a bifurcação da crista da espinha genal como uma característica diagnóstica para separar estes géneros, considerando que em *Deanaspis* a crista se prolonga na viga e na primeira pseudoviga interna, enquanto em *Onnia* a crista se conecta diretamente e apenas à primeira pseudoviga interna. Porém, Bowdler-Hicks (2002) considerou que este caracter varia e que não pode ser utilizado na classificação.

A diferença entre a ênfase da viga e da primeira pseudoviga interna foi interpretada como uma tendência evolutiva reconhecida estratigraficamente desde o Darriwiliano até ao Katiano (Hughes *et al.*, 1975). Esta iniciar-se-ia por *Marrolithus* Bancroft, 1929, com uma viga apenas fortemente desenvolvida na região anterior, transitando para formas como *Deanaspis*, onde a primeira pseugoviga interna se torna igualmente proeminente, terminado em *Onnia*, cuja viga perde quase totalmente o destaque face a uma primeira pseudoviga interna mais desenvolvida. Porém, Bowdler-Hicks (2002) demonstrou que a condição de primeira pseudoviga interna proeminente e viga ausente frontalmente, como em *Onnia*, ocorre mais cedo e contemporaneamente a formas que mostram desenvolvimento equivalente, como *Deanaspis*. As análises cladísticas efetuadas pela autora também mostraram não existir relação linear entre *Deanaspis* e *Onnia*, embora tenham um antecessor comum.

Corroborando a atribuição morfológica a *Deanaspis*, com base na superfície ventral do limbo do material iberoarmoricano, a análise cladística de Bowdler-Hicks (2002) demonstrou que *D. seunesi* e *D. grenieri* estavam pobremente constrangidas dentro do clado de *Onnia* e que mesmo com a retirada de caracteres mais difíceis de avaliar (com as inflações do limbo), as espécies permaneciam separadas. Nesta análise *Deanaspis* surge ainda como mais derivada do que *Onnia*.

É ainda importante referir, embora pertença a outro género, que *Trinucleus bureaui* Oehlert, 1895 (atualmente atribuída a *Marrolithus*), uma espécie importante em França do ponto de vista biostratigráfico (define uma sub-biozona, que marca a base do Ordovícico Superior), foi considerada por Bowdler-Hicks (2002) sinónimo-júnior de *Marrolithus favus* (Salter, 1847). Esta tem, para a autora, uma distribuição geográfica incrível (op. cit., pp. 65-66), o que levanta suspeita sobre a conspecificidade do material assim classificado.

O trinuclídeo mais antigo conhecido em Portugal é *Protolloydolithus* cf. *ramsayi* (Hicks, 1875), documentado por Romano (1990) da Formação Valongo, Darriwiliano. Recentemente, Guy & Lebrun (2010, pp. 52-53) figuraram um espécime mais completo e bem preservado que o estudado por Romano (1990). Este é o único registo conhecido de trinuclídeos no Ordovícico Médio português, embora a exposição pouco clara de Ribeiro (1853) tenha levado autores posteriores a mencionar a presença de *Trinucleus bureaui* no Ordovícico Médio de Portugal (e.g. Rábano, 1989a; Sá *et al.*, 2011). Após *Protolloydolithus*, o grupo só é conhecido em Portugal a partir do Berouniano médio (formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral). Embora não tenha sido possível confirmar este dado, alguns colecionadores da região de Valongo afirmam que existem na Formação Valongo (Dobrotiviano inferior) trinuclídeos (Armando Marques Guedes, pers. commun., 2014). Estes, porém, deverão corresponder a *Protolloydolithus* (uma vez que na coleção de Firmino dos Santos Jesus, um dos principais colecionadores da região, o único trinuclídeo existente é *Protolloydolithus*). É importante referir que em Espanha vários autores mencionaram a presença de "*Trinucleus bureaui*" nas "Capas com *tristani*", do Dobrotiviano inferior (Ordovícico Médio; e.g. Henke, 1926; Richter, 1968; Tamain, 1972; Montesinos, 1981). Por seu lado, Rábano (1989, pp. 108-109, est. 13, figs. 1-8) descreveu e figurou Hanchungolithinae gen. et sp. inc. no Dobrotiviano inferior/superior, ainda topo do Ordovícico Médio, de Espanha. Também em França, o grupo está documentado no topo do Ordovícico Médio, com um marrolithíneo descrito como muito abundante por Pillet (*in* Tamain, 1972, p. 156) em Angers, o qual a aproximou a *Onnia goldfussi* (=*Deanaspis goldfussi*).

Deste modo, o género *Deanaspis*, até agora considerado restrito ao Berouniano da Iberoarmórica, poderá ter o seu primeiro aparecimento ainda no Dobrotiviano. Esta possibilidade poderá retirar o valor estratigráfico a *Deanaspis*, género que, pela sua abundância nas sequências do Berouniano médio da Iberoarmórica, serviu como um marcador cronostratigráfico dos níveis onde ocorre. Ainda assim, o seu apogeu nesta região coincide, definitivamente, com o Berouniano médio.

Permanecem dúvidas quanto à possibilidade de *Deanaspis* ser um sinónimo-júnior de *Onnia*. Ambas as formas apenas se distinguem com base nos desenvolvimentos relativos da viga e da primeira pseudoviga interna, sendo muito semelhantes nos restantes caracteres. Muitos espécimes não se aproximam de nenhuma das situações tipo de cada género descrita originalmente por Hughes *et al.* (1975), existindo muitos termos intermédios. Estes termos, nem sempre se adequam a uma linhagem evolutiva entre ambos os géneros e, de facto, o registo de trinuclídeos marroquinos (Bowdler-Hicks, 2002) demonstrou que a primeira ocorrência de ambos os géneros é coetânea.

Algumas considerações sobre o género *Deanaspis* no Ordovícico Superior de Portugal, Espanha e França. A baixa taxonomia (sobretudo a nível específico) das trilobites trinuclídeos assistiu a várias alterações nos últimos anos, as quais se basearam sobretudo na variabilidade intraespecífica das fóssulas dos limbos (Hughes *et al.*, 1975). Neste sentido, no Domínio Europeu Peri-Gondwânico, Shaw (1995) tinha já sinonimizado diversas espécies de

trinuclídeos analisando o material da República Checa. Mais recentemente, o trabalho inédito de Bowdler-Hicks (2002) sobre a família Marrolithinae, permitiu compreender melhor a evolução e filogenia das trilobites pertencentes a este grupo e estabelecer os seus caracteres diagnósticos, permitindo sinonimizar muitas espécies que foram anteriormente definidas com base em caracteres que se consideram atualmente variáveis intraespecíficas e/ou artefactos deformacionais. Na Iberoarmórica, os trinuclídeos do Ordovícico Superior são conhecidos desde há mais de 150 anos (e.g. Rouault, 1847; Ribeiro, 1853; Verneuil & Barrande, 1855) e nas últimas décadas a sua sistemática estabilizou ao redor de quatro espécies: *Marrolithus bureaui* (Oehlert, 1895) [=? *Marrolithus favus favus* (Salter, 1847)], *Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894), *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900) e *Onnia? malladai* (Oehlert, 1895). A revisão sistemática de Bowdler-Hicks (2002) sugeriu que os espécimes identificados sob as designações *Deanaspis pongerardi* (Rouault, 1847), *D. grenieri*, *D. seunesi* e *O.*? *malladai* são conspecíficos, devendo por isso ser nomeados como *D. pongerardi,* espécie definida com base nos espécimes da Formação Riadan de Ille-et-Vilaine (Berouniano de França) e diferenciada originalmente pela presença de bifurcação das pontas genais. Como discutido previamente, atualmente considera-se que esta bifurcação é um artefacto tafonómico (Lebrun, 1994), pelo que *D. seunesi* é um sinónimo-júnior de *D. pongerardi* sem o artefacto *post-mortem*. Devido ao desuso do epíteto específico *pongerardi,* crê-se que, por motivos de estabilidade taxonómica, se deve utilizar o nome *Deanaspis seunesi* como um *nomen protectum*.

No que respeita a *Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894) esta foi originalmente definida e diferenciada de outros trinuclídeos do Ordovícico Superior francês pela forma da sua glabela e limbo e pela presença de somente dois arcos na frente glabelar. Na descrição original, Bergeron (1894, p. 46) mencionou que "aucun échantillon ne porte de pointe sur l'anneau occipital". No entanto, tal ausência, é devida ao limitado número de exemplares e à débil preservação. A documentação atual dos trinuclídeos de Ecalgrain (e.g. Coates, 1967; Lebrun, 1994) permite confirmar que os espécimes provenientes da localidade-tipo (proveniência original do material sobre o qual Bergeron, 1894 definiu a espécie) apresentam três arcos completos medialmente mas, mais importante, são todos portadores de anéis occipitais com espinha. Aliás, os registos de *Deanaspis* de toda a região da Península de Contentin, são todos providos de espinha occipital (Coates, 1967; Pillet & Robardet, 1968, 1979, 1970) e considerados conspecíficos do material-tipo de *D. grenieri,* proveniente de Ecalgrain. Por sua vez, *D. seunesi* (Kerforne, 1900), foi definida com base em espécimes de diferentes localidades francesas (Raguenez, Morgat, Île de L'Aber, Camaret, Riadan y Ille-et-Vilaine), com e sem espinha occipital. Na descrição, Kerforne (1900, p. 789) considerou que "Le bourrelet occipital porte une pointe relevée assez forte". No entanto, o principal material sobre o qual Kerforne (1900) baseou a nova espécie *D. seunesi* provém de Raguenez, da Formação Kermeur. Também os espécimes ilustrados (Kerforne, 1900, est. XIII, figs. 7-13) são provenientes de Raguenez (grande maioria) ou de Ille-et-Vilaine (onde os registos de *Deanaspis* são também desprovidos de espinha occipital). Adicionalmente, o autor (Kerforne, 1900, pp. 383-384) começa o trabalho por mencionar que "Dans les *schistes de Raguenez* et à la base des *grés de Kermeur*, j'ai trouvé un *Trinucleus* (…)"; "J'en fais une nouvelle espèce: le *Trinucleus Seunesi*". Embora não seja selecionado pelo autor um holótipo nem uma

localidade-tipo, crê-se que é suficientemente claro que os espécimes de Raguenez devem ser considerados o material-tipo de *Trinucleus seunesi,* sendo que qualquer comparação e/ou discussão de validade deste taxon deve ser efetuada em relação ao material de *Deanaspis* proveniente de Raguenez e não em relação a outros espécimes identificados por Kerforne ou autores posteriores como *D. seunesi* mas provenientes de outras localidades. A única diferença indicada por Kerforne (1900) entre a nova espécie *D. seunesi* e a já existente *D. grenieri* foi a forma da glabela, considerada mais inflada na primeira. Esta diferença é meramente tafonómica o que leva posteriormente o seu autor (Kerforne, 1926) e Coates (1967) a considerar *D. seunesi* inválida. Porém, a ausência da espinha occipital no material de Raguenez permite distinguir ambas as formas, motivo pelo qual se considera agora *D. seunesi* uma espécie válida e independente de *D. grenieri*. O facto de raramente coocorrerem (ver observações de *D. seunesi*) e habitarem, possivelmente, ambientes distintos, corrobora a opinião de serem espécies distintas.

Durante as décadas de 1960 e 1970 os principais trabalhos sobre o género *Deanaspis* em França (Coates, 1967; Pillet & Robardet, 1968; Henry *in* Pribyl & Vanek, 1969; Pillet & Robardet, 1969; Pillet & Robardet, 1970; Arnaud & Pillet, 1971; Robardet *et al.*, 1972) consideraram como válida unicamente a espécie *D. grenieri*. Na maior parte das vezes descreveram material que, efetivamente, é conspecífico de *D. grenieri,* mas também houve situações em que espécimes de Raguenez (que correspondem a *D. seunesi*) foram atribuídos à espécie *D. grenieri* (e.g. Pribyl & Vanek, 1969, est. XVI, figs. 3-5). No entanto, em outros estudos, alguns autores mantiveram a denominação *D. seunesi* (e.g. Mitchell, 1974; Henry, 1980) causando alguma confusão. No princípio da década de 1990, Pillet (1990) sugeriu pela primeira vez que a presença/ausência de espinha occipital (caracter que Henry *in* Hugues *et al.*, 1975 admitiu não compreender bem) poderia diferenciar dois taxa distintos (que considerou subespécies): *D. grenieri grenieri,* que incluiria os espécimes com espinha occipital e *D. grenieri seunesi,* para se reportar ao material de Raguenez, sem espinha occipital. A proposta de Pillet (1990) é lógica e aqui considerada correta, com o autor a reportar-se ao material originalmente descrito pelos autores de *D. grenieri* e de *D. seunesi* e não às identificações em trabalhos posteriores. À semelhança de Pillet (1990), também Lebrun (1994) considerou *D. grenieri* e *D. seunesi* válidas e diferenciáveis apenas com base na presença/ausência de espinha occipital (as diferenças apontadas por Lebrun (1994) no pigídio de ambas as espécies parecem ser tafonómicas). No entanto, Lebrun (1994) gera uma confusão que, pela ampla difusão do seu trabalho em França (também Lebrun, 2002), torna posteriormente a utilização dos epítetos *grenieri* e *seunesi* completamente caótica, com *Deanaspis* proveniente de Contentin e/ou com espinha occipital (*D. grenieri*) a ser apelidada *D. seunesi* (espécie definida com base nos espécimes de Raguenez, desprovidos de espinha occipital) (e.g. Crônier *et al.*, 2008; Vidal *et al.*, 2011). Contrariamente a Pillet (1900), Lebrun (1994), sem justificação optou por considerar a espécie *D. seunesi* como taxon que reagrupa os espécimes com espinha occipital e *D. grenieri* como aquele desprovido desta estrutura. O autor não só não justifica a decisão como em momento algum referiu os trabalhos onde as espécies foram definidas e sobre que material. Deste modo, lista entre as ocorrências de *D. seunesi,* o material de Ecalgrain (Lebrun, 1994, p. 11), material-tipo descrito por Bergeron (1894) para definir *Trinucleus grenieri* e atribui a *D. grenieri* os espécimes de Raguenez

(Lebrun, 1994, p. 17), da localidade-tipo de *D. seunesi*. Talvez, embora sem o justificar, (Lebrun, 1994) se tenha baseado nas descrições de Bergeron (1894) e Kerforne (1900) que, infelizmente, um por motivo de débil preservação e outro por ter reunido espécimes de diferentes localidades na descrição da nova espécie, descreveram justamente o oposto (*D. grenieri* como não tendo espinha por contraponto a *D. seunesi*). Mas é importante recordar que a comparação deve ser sempre efetuada com base no material-tipo, nos espécimes concretamente, e não nas descrições, as quais são interpretações dos autores.

Como forma de resumo, reitera-se aqui a divisão de Pillet (1990), embora a nível específico, sendo que *D. grenieri* apresenta espinha occipital e tem como material-tipo os espécimes de *Deanaspis* provenientes da Formação Sangsurière da região de Ecalgrain (Contentin; estes níveis são, na literatura mais antiga, apelidados de Formação "Vauville") e *D. seunesi* caracteriza-se pela ausência de espinha no anel occipital, tendo como material-tipo os espécimes de *Deanaspis* provenientes da Formação Kermeur da Praia de Raguenez. Noutras localidades da Península de Crozon (e.g. praia de Veryac'h), também na Formação Kermeur, foram documentados espécimes que, pela presença de espinhas occipitais, deverão ser atribuídos a *D. grenieri* (e.g. Vidal *et al.*, 2011).

Atualmente, a presença/ausência de espinha em trilobites marrolithíneos é considerado um caracter com valor específico, embora existam exceções [e.g. *Hammannaspis nomen nudum ornata* (Sternberg, 1833)]. Os dados agora obtidos com base no material português de *Deanaspis*, e também a análise da distribuição dos morfotipos de *Deanaspis* com e sem espinha em França, sugerem que a presença/ausência de espinha occipital deve ser considerada diagnóstica a nível específico. Ainda que o conhecimento de *Deanaspis* em França seja insuficiente, o género está muito melhor documentado aí do que no Ordovícico de Espanha e Portugal. Porém, *Deanapis* é conhecido no Berouniano da Península Ibérica em níveis coetâneos dos franceses. Em Espanha, *Deanaspis* cf. *seunesi* foi citada na Formação "Pizarras Cantera" e nas "Pizarras Intermedias" do sinclinal de Guadarranque (Cáceres), ambas do Berouniano (Rábano, 1984, com referências prévias). Na Zona Oeste Astúrico - Leonesa, foi identificada *Onnia* sp. na Formação Agüeira, também do Berouniano (Rábano, 1984, com referências prévias). No entanto, em ambos os casos não foram efetuadas descrições e/ou figuras destes espécimes. Em Portugal, o género encontra-se presente nas formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral do Berouniano médio de Buçaco, Dornes-Amêndoa-Mação, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e Moncorvo. Os espécimes das regiões de Buçaco, Dornes, Vila Velha de Ródão, Penha Garcia e Moncorvo não possuem espinha occipital e tanto a sua fórmula limbar como o resto dos caracteres diagnósticos permitem atribuir esse material à espécie *D. seunesi*. Nas regiões de Amêndoa/Mação, nos níveis do Membro Queixopêrra (Formação Cabeço do Peão) aparecem espécimes com e sem espinha occipital. Há apenas um único afloramento em que coocorrem ambas as formas, e numa proporção absolutamente dominante das formas sem espinha (Queixopêrra, Mação).

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Superior (Berouniano inferior ao Berouniano superior da escala regional mediterrânica) de Portugal, Espanha, França, República Checa, Itália (Sardenha), Marrocos e Turquia. Com dúvida no Dobrotiviano de

França e no Katiano superior (equivalente ao Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) do Uzbequistão e Irão.

***Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900)**

(Est. 114, Figs. A-J; Est. 115, Figs. A-L; Est. 116, Figs. A-E; Est. 117, Figs. A-H)

v *1850 Thrinucleos* – Ribeiro, p. 411
v *1853 Trinucleus pongerardi* – Salter *in* Ribeiro, pp. 159-160
v *1870 Trinucleus goldfussi* – Delgado, p. 23
vp *1897 Trinucleus goldfussi* – Delgado, p. 28
vp *1897 Trinucleus bureaui* – Delgado, p. 28
*p 1900 *Trinucleus seunesi* n. sp. – Kerforne, pp. 787-790, est. XIII, figs. 7-13
vp *1908 Trinucleus bureaui* – Delgado, pp. 32, 40, 58, 80, 88
vp *1908 Trinucleus goldfussi* – Delgado, p. 58
v *1908 Trinucleus seunesi* – Delgado, p. 80
1927 Cryptolithus pongerardi – Stetson, p. 91
1927 Cryptolithus goldfussi – Stetson, p. 91
1927 Cryptolithus seunesi – Stetson, p. 91
1927 Cryptolithus bureaui – Stetson, p. 91
1969 *Onnia grenieri* – Přibyl & Vaněk, est. XVI, figs. 3-5
1974 Onnia sp. – Mitchell, p. 388
1974 Onnia cf. *seunesi* – Mitchell, p. 389
1974 Onnia cf. g*renieri* – Henry *et al.*, p. 333
1975 Onnia seunesi – Hughes *et al.*, pp., 574, 596
1980 *Onnia grenieri* – Cooper, pp. 235-240, est. 22, figs. 1-7
1980 *Onnia* cf. *grenieri* – Cooper, pp. 240-242, est. 22, fig. 8
1985 *Deanaspis seunesi*? – Young, pp. 404-408, est. 49, figs. 3-9
1990 Onnia grenieri seunesi – Pillet, p. 11
1994 *Onnia grenieri* – Lebrun, pp. 11-17, figs. 8, 9 (1-5),
1994 Onnia grenieri – Lebrun, p. 16
v*1995 Deanaspis seunesi*? – Romão *et al.*, p. 124
v*2000 Deanaspis seunesi*? – Romão, quadro 2.4
2010 *Onnia* sp. – Guy & Lebrun, pp. 52-53
2011 Deanaspis? seunesi – Sá *et al.*, p. 18
2011 Deanaspis seunesi – Sá *et al.*, p. 30

Lectótipo. (Designado neste trabalho). Molde interno de cefalão figurado por Kerforne (1900, est. XIII, fig. 9) e por Přibyl & Vaněk (1969, est. XVI, figs. 3-4), depositado nas coleções do Museu de Geologia da Universidade de Rennes (Coleção Fernand Kerforne), França.

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Formação Kermeur, Raguenez ("Schistes de Raguenez"), Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior da escala global) da Península do Crozon de França.

Material. Uma carapaça (molde interno: MG16544); trinta e nove cefalões (moldes internos: MG81-7-002; MG81-7-003; MG81-7-004; MG81-7-005; MG81-7-006; MG81-7-009; MG81-7-010; MG81-7-011; MG81-7-012; MG82-1-001; MG82-1-002; MG82-1-003; MG82-1-004; MG89-3-003; MG89-4-010; MG89-4-011; MG89-4-012; MG89-4-013; MG89-4-014; MG127; MG190-1; MG191-2; MG192-1; MG192-2; MG193-1; MG193-2; MG194-1; MG194-2; MG2428; MHNH/U.L.-TP-0094; MHNH/U.L.-TP-0145; MHNH/U.L.-TP-0144; MHNH/U.L.-TP-0411-1; NHMS4835-1; NHMS4835-2; NHMIn28490/moldes externos: MG81-7-007; MG82-1-005; MG190-2); dois lamelas superiores (moldes internos: MG81-7-014; MG81-7-015); uma lamela inferior (lado ventral) (molde interno: MHNH/U.L.-TP-0087); cinco lamelas inferiores (lado dorsal: MG81-7-001; MG81-7-013; MG82-1-006; MG82-1-007; MG89-4-015); um cefalotórax (molde interno: MG191); um pigídio (molde interno: MHNH/U.L.-TP-0411-2); vários fragmentos diversos (MG81-7-008; MG191-2; MG2428; MG2460; MHNH/U.L.-TP-0169). Todos os exemplares provenientes da Formação Louredo (Buçaco).

Cinco carapaças (moldes interno: CMG0077; CMP0146; CMP0148; CMP0307a; CMP0309/molde externo: CMP0307b); catorze cefalões (moldes internos: MG98-5-001; MGUTAD15515; MG16131; CMG0008; CMG0010; CMG0011-1; CMG0011-2; CMG0144-1; CMP0147; CMP0308; CMP0335/moldes externos: MGUTAD15530; MGUTAD15546; CMG0144-2); duas lamelas inferiores (lado ventral) (MG98-4-001; MGUTAD15547); uma carapaça enrolada (CMG0063), originários do Membro Queixopêrra – Formação Cabeço do Peão (Queixopêrra).

Tabela 8.28. Medidas, em centímetros, de alguns espécimes de *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900). Para legenda das figuras, consultar Hughes *et al.* (1975).

Espécimes	E1	l1	l2	começo	l3	começo	l4	começo	In	corte	F	R0	Rh
Membro Queixopêrra - Mação													
CMG0084	25+	19,00	19,00	R2	14+	R5	12+	R7	12,00	R12	10,00	E1	R5
MGUTAD15530	26,00	19,00	16,00	R2	14,00	R5	-	R9	14,00	R14	11,00	-	-
CMG0008	22,00	19,00	15,00	R2	11,00	R6	-	-	14,00	R14	-	-	-
CMG0011	22,00	20,00	16,00	R3	11,00	R8	-	-	-	-	-	-	-
CMP0144	24,00	19,00	17,00	R2	12,00	R7	-	-	13,00	R13	-	-	-
Formação Louredo - Buçaco													
MG191	-	19,00	16,00	R3	7,00	R13	n tem	-	-	-	-	-	-
MG193	24,00	21,00	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MG194	23,00	20,00	16,00	R4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MNHN/U.L.-T.P.-0144	23,00	17,00	14,00	R4	8,00	R11	n tem	-	12,00	R11	-	-	R4
França													
Lectótipo	~25	~19	~16	~R3	-	-	-	-	-	-	-	-	-
População Riadan (segundo Lebrun, 1994)	21-22	17-18	14,00	R4	7,00	R10-11	-	-	13,00	R12	13,00		R3-4

Ocorrência. Formação Louredo em Buçaco (Louredo, LOR-FLO-1, LOR-FLO-2, LOR-FLO-5), Penacova (Cácemes, CAC-FLO-1; Zuvinhal, ZUV-FLO-C13; Palheiros, PAL-FLO-1, JOR-FLO-C15, JOR-FLO-C14; Midões, MID-FLO-1; Sazes do Lorvão, SAZ-FLO-1); Formação Cabeço do Peão em Mação em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1) e em Penhascoso (Casalinho, QXP-FCP-1 e Queixopêrra, QXP-FCP-2), Sandbiano superior?/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), Portugal.

Diagnose. Uma espécie de *Deanaspis* caracterizada por contorno cefálico subretangular arredondado, com zona medial anteriormente deslocada em relação aos cantos anterolaterais,

superfície glabelar e dos lóbulos genais lisa, anel occipital liso, desprovido de espinha occipital. Fóssulas I_1 e I_2 de maiores dimensões que as restantes, aumentando muito suavemente de diâmetro posteriormente; fóssulas I_2 ausentes medialmente e iniciam-se sulcadas com fóssulas I_n; três arcos completos (presentes medialmente); fórmula limbar (meio limbo; valores médios, não excluem espécimes): E_1=21-26 (incluindo a fóssula medial); I_1=17-19; I_2=14-16, começa em R_3-R_4, nunca antes de R_2; I_3=7-10, começa em R_9-R_{11}; I_4 raramente presente; I_n cortado em R_{11}-R_{15}.

Descrição. Cefalão de contorno subretangular arredondado (sem incluir as espinhas genais), com porção medial deslocada para diante em relação a cantos anterolaterais, alguns espécimes com contorno mais arredondado, outros com ângulos anterolaterais mais marcados; largura (tr.) corresponde a um pouco mais do dobro que o comprimento (sag.). Glabela elevada em relação aos lóbulos genais, de contorno claviforme, com largura (tr.) máxima situada ao nível das fossetas hipostomais (cerca de dois terços do comprimento glabelar, sag.). S1 superficial, ligeiramente oblíquo para trás, mais marcado na sua metade adaxial, raramente preservado. S2 raramente preservado. S3, se presente, impercetível no material português. Sulco occipital transglabelar, amplo (exsag.) e moderadamente profundo. Lóbulo occipital curto (sag.), sem espinha occipital. Sulcos dorsais profundos, retos, com fosseta hipostomal posicionada o terço anterior glabelar, profunda. Lóbulos genais de contorno subtrapezoidal. Sulco de bordo posterior amplo (exsag.), moderadamente profundo, alcançando o limbo. Área préglabelar ausente. Extensão da margem posterior do limbo em relação ao ângulo genal ausente ou ligeiramente exagerada por deformação; prolongamento genal ausente. Limbo sem inflações. Lamela superior com vareta de viga moderadamente proeminente; primeira pseudovareta de viga ligeiramente protuberante nos espécimes melhor preservados; segunda pseudovareta de viga raramente definida; ambas pseudovaretas, quando definidas, estão-no apenas anterolateralmente. Três arcos (E_1, I_1 e I_n) presentes medialmente; I_2, I_3 e, o raramente presente I_4, incompletos, iniciando-se progressivamente em posição mais posterior. I_2 inicia-se normalmente em R_4 ou fundida com a fóssula I_n em $R_{2\text{-}3}$, mas nunca antes de R_2. Ponto de corte de I_n, normalmente por I_3, raramente por I_4. Fóssulas I_1 e I_2 um pouco maiores que as dos restantes arcos e quase não aumentam de diâmetro posteriormente. Fóssulas dos arcos I ordenadas em filas radias (R), estando as fóssulas E_1 por vezes fora de fase, uma vez que são mais numerosas que as fóssulas I. As filas radias estão pior definidas posteriormente (sobretudo na porção mais posterior, que inclui a cinco últimas fóssulas de cada arco). Fórmula limbar (meio-limbo, incluindo fóssulas mediais) da população do Membro Queixopêrra (Mação): E_1=22-26; I_1=19-20; I_2=15-19, começa em R_2-R_3; I_3=11-14, começa em R_5-R_8; I_4 raramente presente; I_n cortado em R_{12}-R_{14}. Fórmula limbar (meio-limbo, incluindo fóssulas mediais) da população da Formação Louredo (meio-limbo): E_1=23-24; I_1=17-21; I_2=14-16, começa em R_3-R_4; I_3=8, começa em R_{11}-R_{13}; I_4 raramente presente; I_n cortado em R_{11}-R_{13}. Cerca de 7-11 fóssulas F. Fóssula hipostomal normalmente localizada na fila R_4. Espinhas genais com comprimento total correspondente a cerca de 170% do comprimento sagital cefálico, muito ligeiramente divergentes em relação à linha sagital cefálica e ao bordo lateral do limbo.

Hipostoma desconhecido.

Tórax constituído por seis segmentos, típico da família Trinucleidae. Ráquis ocupa pouco mais de um quinto da largura total dos segmentos torácicos, sendo moderadamente convexa; máxima largura ao nível do terceiro segmento torácico. Sulcos dorsais bem marcados nos moldes internos e apenas superficiais nos moldes externos. Nos moldes internos é possível observar apódemas subcirculares no contacto entre os sulcos dorsais e a margem posterior dos segmentos torácicos.

Pigídio de contorno subtringular, alargado (largura corresponde a cerca do triplo do comprimento sagital pigidial). Ráquis estreito (tr.), ocupando anteriormente cerca de 22% da largura total pigidial; estreita progressivamente em direção posterior, terminando antes de alcançar o bordo posterior pigidial (comprimento da ráquis corresponde a cerca de 85% do comprimento sagital pigidial), com cerca de 60% da largura raquidial anterior. A segmentação raquidial e pleural é distinta nos moldes internos e externos. Nos moldes externos é possível diferenciar seis anéis raquidiais bem marcados e eventualmente mais dois quase indistintos. O primeiro anel está definido por um sulco interanel mais profundo que os restantes e que se prolonga lateralmente em sulcos pleurais, que se prolongam até ao bordo pigidial. O segundo e terceiro sulcos internael prolongam-se também em sulcos pleurais mas muito mais ténues e que eventualmente não alcançam o bordo pigidial. Nos moldes externos, apenas o primeiro anel raquidial está bem definido, limitado posteriormente por um sulco interanel transraquidial, fino (sag.) e profundo. Os restantes anéis distinguem-se por suaves flexões do sulco dorsal nos limites adaxiais da ráquis e muito suaves sulcos interanel, quase impercetíveis. O profundo sulco internael que limita o primeiro anel raquidial prolonga-se, embora não tão profundamente, em sulcos pleurais que alcançam o bordo pigidial. Os restantes sulcos pleurais são quase indistintos, embora seja possível contar um total de quatro-cinco.

Observações. Bowdler-Hicks (2002) sinonimizou *D. vysocanensis*, da Formação Zahořany do Berouniano médio da República Checa com *D. pongerardi*, a qual considerou também sinónimo-sénior das espécies *D. seunesi*, *D. grenieri* e *D. malladai*, conforme discutido anteriormente. Considera-se agora que *D. vysocanensis* é distinta de *D. seunesi* (=*D. pongerardi nomen oblitum*), diferenciando-se por fóssulas I_1 de dimensão semelhante a E_1 (em *D. seunesi* são claramente maiores nas só as fóssulas I_1 como as I_2, em relação às dos restantes arcos); arco I_2 começa mais cedo (em R_1, sendo que em *D. seunesi* se inicia quase sempre entre R_3 e R_4 e, raramente, em R_2, mas nunca antes deste) e ornamentação glabelar em espécimes holaspides (em *D. seunesi*, mesmo em holaspides de pequenas dimensões e em moldes externos, a glabela e os lóbulos genais são lisos, sem preservação da típica escultura dos juvenis que, ao longo da ontogenia, se perde em muitos taxa). A glabela lisa de *D. seunesi* (mesmo em holaspides pequenos) permite também diferenciar a espécie de outras espécies de *Deanaspis* morfologicamente próximas (*D. goldfussi* e *D. fluminensis*, as quais se distinguem também por uma fórmula limbar distinta, com um número de fóssulas por arco um pouco superior). De *D. grenieri*, como anteriormente discutido, *D. seunesi* distingue-se pela ausência de espinha occipital.

O conhecimento atual do grupo permite concluir que existem variações no número de fóssulas por arco e mesmo no número de arcos dentro de uma população da mesma espécie e que as fórmulas limbares médias de diferentes populações de uma mesma espécie podem apresentar alguma variação (Hughes *et al.*, 1975; Bowdler-Hicks, 2002). No que concerne o material português de *D. seunesi*, verificam-se diferenças entre a fórmula limbar dos espécimes de Mação e dos espécimes de Buçaco, embora ambas sejam consideradas enquadradas dentro da variação morfológica da espécie *D. seunesi*. A população de Mação apresenta em média mais fóssulas (normalmente uma a duas) em cada um dos arcos. Deste modo, normalmente os arcos I_2 e I_3 começam uma a duas filas R antes do que nos espécimes de Buçaco.

História do estudo. A espécie *Deanaspis seunesi* da Formação Louredo da região de Buçaco foi, indubitavelmente, a primeira trilobite do Ordovícico Superior português a ser documentada (Ribeiro, 1850, p. 411). Os primeiros espécimes foram recolhidos na jazida da Portela de Louredo (LOR-FLO-1) e alguns foram enviados por Carlos Ribeiro para Daniel Sharpe, em Inglaterra, durante o ano de 1851. Estes foram posteriormente estudados por John William Salter (Salter *in* Ribeiro, 1853), paleontólogo inglês que, no século XIX, foi possivelmente o mais conceituado investigador do grupo Trilobita em Inglaterra. Este material encontra-se atualmente depositado no National History Museum em Londres e foi revisto durante este trabalho (Capítulo 7). J. W. Salter classificou, corretamente, estes trinuclídeos como *Trinucleus pongerardi* (sinónimo-sénior, embora *nomen oblitum*, de *D. seunesi*). Outros espécimes de Carlos Ribeiro foram ofertados ao Rei D. Pedro V, os quais se acredita poderem corresponder a alguns exemplares atualmente depositados no Museu Nacional de História Natural e da Ciência, em Lisboa, revistos neste trabalho. Nos anos seguintes, mais espécimes foram recolhidos naquela localidade, listados por Delgado (1870) como *Trinucleus goldfussi*. Estes espécimes terão sido parcialmente perdidos, mas acredita-se que correspondem, em parte à referida coleção do MNHNC. No início da década de 1870 iniciam-se novos trabalhos de recolha de espécimes, com muitas jazidas adicionais. O material é listado por Delgado (1897, 1908) sob os nomes *Trinucleus bureaui*, *T. goldfussi* e *T. seunesi*. O desconhecimento da variabilidade intraespecífica das fórmulas limbares dos trinuclídeos justifica as identificações do autor. Após Delgado (1908), apenas Young (1985) terá revisto o material daquele autor, identificando-o corretamente como *Deanaspis seunesi* (embora com interrogação).

***Deanaspis* cf. *seunesi* (Kerforne, 1900)**
(Est. 117, Figs. I-L; Est. 118, Figs. A-G)

?*2014 Deanaspis pongerardi* – Carvalho *et al.*, p. 95
2015c *Deanaspis* cf *grenieri* – Pereira *et al.*, p. 62, figs. 1a,b-j
2015 Deanaspis sp. – Pereira *et al.*, p. 71

Material. Dois cefalões (moldes internos: MGUTAD15164-2; MGUTAD15165A-1/moldes externos: MGUTAD15164-2; MGUTAD15165A-2); fragmentos diversos do limbo (MGUTAD15153; MGUTAD15155-1; MGUTAD15155-2; MGUTAD15165A-3;

MGUTAD15165A-4; MGUTAD15165B-1; MGUTAD15165B-2), oriundos da Formação Chão do Amieiral (Moncorvo).

Um cefalão (molde interno: CMP0362); um fragmento lóbulo genal+limbo (molde interno: CMP0364/molde externo: CMP0361); dois fragmentos limbo (molde interno: MGUTAD15633/molde externo: MGUTAD15632), proveniente da Formação Louredo (Vila Velha de Ródão).

Quatro cefalões (moldes internos: MGUTAD15635; MGUTAD36a/moldes externos: MGUTAD15634; MGUTAD15636b; MGUTAD15637), recolhidos na Formação Louredo (Penha Garcia).

Ocorrência. Formação Chão do Amieiral, Torre de Moncorvo (Mós, TMC-VII); Formação Louredo em Vila Velha de Ródão (Cabeço da Achada, ROD-FL-1) e Formação Louredo (parte alta e ?Membro Vaca) em Penha Garcia (Monfortinho, VAC-FL-1 e Neto de Carvalho, 2015, comun. pessoal) do Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Observações. Em trabalho anterior (Pereira *et al.*, 2015c) os espécimes de *Deanaspis* da Formação Chão do Amieiral da região de Moncorvo foram classificados como *Deanaspis* cf. *grenieri*. A atribuição a esta espécie deveu-se à confusão, anteriormente explicada entre a presença/ausência de espinha occipital e os taxa *D. seunesi/D. grenieri*. Após verificação das características do material provenientes das localidades-tipo onde cada uma das espécies foi definida, foi possível corrigir a identificação anterior. Na parte inferior da Formação Chão do Amieiral *Deanaspis* cf. *seunesi* é a espécie de trilobite mais abundante, representada por abundantes fragmentos cefálicos. A preservação de caracteres diagnósticos, nomeadamente a configuração glabelar e genal, a posição e desenvolvimento da viga e primeira pseudoviga interna, arranjo das fóssulas no limbo e ausência de espinha occipital, permitem a atribuição à espécie *D. seunesi*, ainda que em nomenclatura aberta dado o estado fragmentário e extremamente deformado do material e não ser possível efetuar a contagem das fóssulas de meio-limbo. Em todo o caso, também a idade e posição geográfica da jazida (Berouniano médio da Zona Centro-Ibérica portuguesa) sustentam esta identificação, sendo esta espécie uma das mais características em sedimentos desta região e idade. Durante a realização deste trabalho, foram ainda encontrados fragmentos que são em todos os aspetos comparáveis à espécie em níveis lateralmente equivalentes, nomeadamente na Formação Louredo em Vila Velha de Ródão e em Penha Garcia. Na primeira localidade, o género é reportado pela primeira vez. Não foi possível verificar a presença/ausência de espinha occipital, mas por simplificação sistemática, inclui-se este material sob esta designação. Em Penha Garcia, *D. seunesi?* tinha já sido documentada por Young (1985) e, mais tarde, por Carvalho *et al.* (2014, *Deanaspis pongerardi*), mas no Membro Vaca. Os espécimes agora coletados provêm dos últimos metros imediatamente infrajacentes ao Membro Vaca, em litologias areníticas. O material do Membro Vaca não apresenta espinha occipital (Neto de Carvalho, 2015, comun. pessoal). Não foi possível observar os espécimes provenientes do Membro Vaca, motivo pelo qual se mantém interrogação quanto à sua identidade. Em níveis do Berouniano superior

(idade à qual tem sido atribuído o Membro Vaca) de Espanha ocorre um outro trinuclídeo (*Onnia? malladai*) que pode facilmente ser confundido com *Deanaspis*.

***Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894)**

(Est. 118, Figs. H-O; Est. 119, Figs. A-D)

* 1894 *Trinucleus grenieri* nov. sp. – Bergeron, pp. 45-46, est. VI, figs. 5, 6
1967 *Cryptolithus grenieri* – Coates, pp. 84-87, figs. 5a-e
1968 *Cryptolithus grenieri* – Pillet & Robardet, pp. 69-70, texto-fig. 2; est. I, fig. 1
1969 *Cryptolithus grenieri* – Pillet & Robardet, p. 16, est. 1, figs. 1-5
1970 *Cryptolithus grenieri* – Pillet & Robardet, pp. 11-12, figs. 1-6
1971 *Cryptolithus grenieri* – Arnaud & Pillet, p. 157, est. 2, figs. 1-11
1990 *Onnia grenieri grenieri* – Pillet, pp. 10-12, texto-figs. 8a-8b; est. 2, figs. 6-7; est. 3, figs. 1-8
2011 *Onnia seunesi?* – Vidal *et al.*, p. 38, figs. 10E, H
2015a *Deanaspis* cf. *seunesi* – Pereira *et al.*, fig. 1a-h

Neótipo. (Eleito por Coates, 1967). Molde interno de cefalão figurado por Coates (1967, fig. 5d), depositado nas coleções do Departamento de Geologia da Universidade de Caen.

Localidade-tipo e *stratum*-tipo. Formação Sangsurière, Ecalgrain, Berouniano médio (Sandbiano?/Katiano inferior da escala global) de França.

Material. Três cefalões (moldes internos: CMP0093a; CMP0112-1a; CMP0112-2a/moldes externos: CMP0093b; CMP0112-1b; CMP0112-2b); um cefalotórax incompleto (molde interno: CMP0119); 13 lamelas superiores incompletas (moldes internos: CMP0095; CMP0079; CMP0083; CMP0084; CMP0085; CMP0086; CMP0091/moldes externos: CMP0080; CMP0081; CMP0087; CMP0090; CMP0092; CMP0094); uma lamela inferior (lado ventral) completa (molde interno: CMP0113-1a; molde externo: CMP0113-1b); sete moldes internos de fragmentos da lamela inferior (lado dorsal: CMP0078; CMP0088; CMP0109/lado ventral: CMP0077; CMP0082; CMP0089; CMP0115a; CMP0116a); dois moldes externo de fragmento da lamela inferior (CMP0115b; CMP0116b); dois pigídios (molde interno: CMP110a; CMP0111/molde externo: CMP110b), todos provenientes do Membro Queixopêrra – Formação Cabeço do Peão (Sardoal).

Duas carapaças (moldes externos: CMP0336; CMG0094); um cefalão (molde interno: CMP0145), recolhidas no Membro Queixopêrra – Formação Cabeço do Peão (Queixopêrra).

Ocorrência. Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1), Penhascoso (QXP-FCP-2) e Sardoal (Monte Cimeiro, MC-FCP-1), Portugal.

Diagnose. (Modificada de Coates, 1967, p. 84). Uma espécie de *Deanaspis* caracterizada por apresentar um contorno cefálico subretangular arredondado, com zona medial anteriormente deslocada em relação aos cantos anterolaterais, a superfície glabelar e dos lóbulos genais lisa

e um anel occipital com espinha occipital. Limbo sem inflações. Três arcos completos medialmente (E_1, I_1 e I_n). Fóssulas I_1 e I_2 de maiores dimensões que as restantes, aumentando muito suavemente de diâmetro em sentido ântero-posterior; fórmula limbar (meio limbo, valores médios): E_1=20-27 (incluindo a fóssula medial); I_1=18-21; I_2=17-18, começa em R_3-R_4; I_3=9-13, começa em R_{10}-R_{11}; I_4, pode estar presente; I_n cortado em R_{11}-R_{14}.

Descrição. Cefalão de contorno subretangular arredondado (sem incluir as espinhas genais), ocasionalmente com margens laterais subparalelas e ângulo anterolateral marcado (130º-150º); largura (tr.) corresponde a um pouco mais do dobro do comprimento (sag.). Glabela elevada em relação aos lóbulos genais, de contorno claviforme, com largura (tr.) máxima situada ao nível das fossetas hipostomais (cerca de dois terços do comprimento glabelar, sag.). S1 pouco profundo, com cerca de um terço da largura (tr.) da glabela a esse nível e ligeiramente oblíquo para trás. S2 quase impercetível. Sulco occipital transglabelar, amplo (exsag.) e moderadamente profundo. Lóbulo occipital curto (sag.), com espinha occipital com cerca de um terço do comprimento glabelar (sag.). Sulcos dorsais profundos, retos, com fosseta hipostomal profunda. Lóbulos genais de contorno subtrapezoidal. Sulco de bordo posterior amplo (exsag.), moderadamente profundo, alcançando o limbo. Área pré-glabelar ausente. Extensão da margem posterior do limbo em relação ao ângulo genal ausente ou ligeiramente exagerada por deformação. Limbo sem inflações. Lamela superior com vareta de viga e primeira e segunda pseudovaretas marcadas anteriores (quase não se diferenciam em sentido posterior). A viga conecta-se com a crista ventral da espinha genal. Porção externa que contém o arco E_1 ligeiramente oblíqua para fora e porção interna que contém os arcos I aplanada. Lamela inferior do limbo ligeiramente convexa. Viga proeminente. Primeira pseudoviga aproximadamente tão proeminente como a viga em quase todo o limbo, pior definida posteriormente. Segunda pseudoviga apenas diferenciável lateralmente. Três arcos (E_1, I_1 e I_n) presentes medialmente; I_2, I_3 e o raramente presente I_4 incompletos, iniciando-se progressivamente mais posteriormente. I_2 inicia-se normalmente em R_4 ou fundida com a fóssula I_n em R_{2-3}, mas nunca antes de R_2. Ponto de corte de I_n, normalmente por I_3, raramente por I_4. Fóssulas I_1 e I_2 um pouco maiores que as dos restantes arcos e quase não aumentam de diâmetro posteriormente. Fóssulas dos arcos I ordenadas em filas radias (R), estando as fóssulas E_1 por vezes fora de fase, uma vez que são mais numerosas que as fóssulas I. As filas radias estão pior definidas posteriormente (sobretudo na porção que inclui mais posterior, que inclui a cinco últimas fóssulas de cada arco). Fórmula limbar (meio limbo; população de Monte Cimeiro): E_1=26-30; I_1=20-21; I_2=15-18, começa em R_3-R_4; I_3=12-14, começa em R_6-R_8; I_n cortado em R_{14}. Cerca de sete fóssulas F. Espinhas genais com comprimento total correspondente a cerca de 170% do comprimento sagital cefálico, muito ligeiramente divergentes em relação à linha sagital cefálica e ao bordo lateral do limbo.

Hipostoma desconhecido.

Tórax e pigidio correspondem à descrição efetuada de *D. seunesi*.

Observações. Os espécimes estudados apresentam todos os caracteres diagnósticos da espécie *Deanaspis grenieri* do Berouniano médio da Península de Contentin, França. É pela primeira vez documentada em Portugal a presença de *Deanaspis* com espinha occipital, sendo que

anteriormente, os espécimes abundantes conhecidos para o género correspondiam na sua totalidade a morfotipos sem espinha occipital. A ocorrência de *D. grenieri* em Portugal é atualmente conhecida apenas em duas localidades: Queixopêrra (Mação) e em Monte Cimeiro (Sardoal). Na primeira localidade *D. grenieri* coocorre com *D. seunesi*, sendo este a única jazida onde está documentada garantidamente a ocorrência de ambas as espécies na Iberoarmórica (morfotipo com e sem espinha). Porém, *D. grenieri* é muito menos abundante (cerca de 5% dos espécimes). No Monte Cimeiro, todos os espécimes recolhidos que preservam o anel occipital são portadores de espinha.

Refira-se que *Deanaspis grenieri* apresenta uma grande variação do número médio de fóssulas do arco E_1. A população de Monte Cimeiro apresenta a maior média documentada de fóssulas deste arco, variando entre 26 e 30. Na Península de Contentin, França, onde se encontra a localidade-tipo (Ecalgrain) e várias outras localidades onde a espécie é abundante, alguns autores documentaram as fórmulas limbares de diferentes populações de *D. grenieri*. Em Cap de la Hague, Coates (1967) indicou uma média de 26 fóssulas no arco E_1 (sem contar com a fóssula medial, com a qual o valor subiria para 27). Em Saint-Sauveur-le-Vicomte, Pillet & Robardet (1969) indicaram, com base unicamente em dois espécimes, a presença de 20-21 fóssulas em E_1. Na mesma localidade, Lebrun (1994) contabilizou para esta população 15 a 23 fóssulas E_1 com média de 19. Na região de Angers, na localidade de Saint-Julien-de-Vouvantes, Arnaud & Pillet (1971) indicaram uma média de 25 fóssulas E_1 da população de *Deanaspis grenieri*. Na mesma região, mas em La Meignanne, Pillet (1990) contabilizou 27 fóssulas E_1.

Género ***Onnia*** Bancroft, 1933

Espécie-tipo. *Cryptolithus superbus* Bancroft, 1929 da Formação Onny, Katiano inferior (Streffordiano da escala regional britânica) de Shropshire, Inglaterra.

Diagnose. Ver Hughes *et al.* (1975, p. 574) e Bowdler-Hicks (2002, p. 151).

Observações. Dada a incerteza na atribuição genérica da espécie *Onnia malladai* Oehlert, 1895, não serão aqui listadas as espécies definidas para o género, outras citações e/ou distribuição geográfica e estratigráfica. Para detalhada informação sobre género, remete-se leitura para Bowdler-Hicks (2002).

***Onnia? malladai* (Oehlert, 1895)**

(Est. 119, Figs. E-K; Est. 120, Figs. A-K)

1855 *Trinucleus goldfussi* – Verneuil & Barrande, p. 978, est. 25, fig. 2
* 1895 *Trinucleus malladai* – Oehlert, p. 334
vp *1897 Trinucleus goldfussi* – Delgado, p. 28
vp *1897 Trinucleus bureaui* – Delgado, p. 28
vp *1908 Trinucleus bureaui* – Delgado, pp. 31, 58
vp *1908 Trinucleus goldfussi* – Delgado, p. 58

v1947 *Trinucleus bureaui* – Thadeu, p. 219, est. I, fig. 1
v1947 *Trinucleus seunesi* – Thadeu, pp. 219-220, est. I, figs. 2-5
1962 *Trinucleus goldfussi* – Almalea *et al.*, pp. 216, 218
v1976 *Onnia?* n. sp. aff. *grenieri* – Hammann, pp. 40-47, texto-figs. 2-3; tab. 2; est. 1, figs. 1-10; est. 2, figs. 11-14
1985 *Onnia?* sp. A – Young, pp. 408-409, est. 49, figs. 10-11
1987 Onnia? malladai – Gutiérrez-Marco & Rábano, pp. 61, 63
2002 Deanaspis malladai – Gutiérrez-Marco *et al. in* Gibbons & Moreno, fig. 4.3
2011 trinucleids – Sá *et al.*, p. 31
2012 Deanaspis malladai – Gutiérrez-Marco *et al.*, pp. 31, 35

Neótipo. (Eleito neste trabalho). Molde interno (SMF24828) de cefalão figurado por Hammann (1976, est. I, fig. 1), depositado nas coleções do Senckenberg Museum em Frankfurt, Alemanha.

Localidade-tipo e *stratum-tipo*. Membro "Lumaquelas Terminales", Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior (Katiano inferior, Ka2, da escala global) da Serra Morena, Espanha.

Material. Uma carapaça (molde interno: MG16544); quatro cefalões (moldes internos: MG195; MG196-1a; MG196; MG197a/molde externo: MG196-1b; MG197b); dois fragmentos de lamela superior (moldes internos: MG2524; MNHN/U.L.-T.P.-173); um pigídio (molde interno: MG2525), todos provenientes da Formação Porto de Santa Anna (Buçaco).

Ocorrência. Além da localidade-tipo, foram encontrados fósseis desta espécie no Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, ca. Katiano, Ka2 (Berouniano superior da escala regional mediterrânica) em Buçaco e Penacova (Louredo, LOR-PSA-1 e Galhano, ZUV-PSA-C4), Portugal; também na Formação Rosan, Katiano superior, França.

Diagnose. Uma espécie de *Onnia?* caracterizada por contorno cefálico subcircular a subretangular arredondado, superfície glabelar e lóbulos genais com ornamentação reticulada, anel occipital com espinha occipital. Limbo sem inflações. Três arcos completos medialmente (E_1, I_1 e I_n). Fóssulas I_1 e I_2 de dimensões consideravelmente maiores que as restantes, aumentando muito suavemente de diâmetro posteriormente; fórmula limbar (meio limbo): E_1=22-28 (incluindo a fóssula medial); I_1=18-22; I_2=17-20, começa em R_1-R_2; I_3=10-18, começa em R_4-R_9; I_4, pode estar presente; I_n cortado em R_{11}-R_{12}.

Descrição. Ver Hammann (1976, pp. 41-46).

Observações. O material estudado apresenta todos os caracteres diagnósticos de *Onnia? malladai* do Membro "Lumaquelas Terminales" da Formação Bancos Mixtos do Berouniano superior (Katiano inferior) de Espanha. Relativamente à atribuição ao género *Onnia*, é aqui efetuada com dúvida. Como já foi observado para *Deanaspis seunesi*, a avaliação do desenvolvimento da viga em relação à primeira pseudoviga interna é fortemente afetado pela deformação do limbo, que em alguns espécimes gera um "degrau" coincidente com a primeira

pseudoviga interna, podendo dar a ideia desta ser menos proeminente ou, quando o degrau é posterior a esta estrutura, fazê-la parecer mais longa (sag.) e desenvolvida. No material português, apenas um espécime permite a observação ventral da lamela inferior, e apenas uma pequena porção lateral, na qual a primeira pseudoviga interna se torna mais proeminente que a viga em sentido ântero-posterior. Young (1985) recolheu espécimes que considerou conspecíficos dos portugueses na Formação Rosan, França, e optou, com dúvida, por atribuir o material a *Onnia* devido ao forte desenvolvimento da primeira pseudoviga interna anterolateralmente. Entre o material-tipo de *Onnia? malladai*, existem vários espécimes que preservam a face ventral da lamela inferior. Estes permitem confirmar as observações de Young (1985) e acrescentar que frontalmente quase não tem expressão e está menos desenvolvida do que a primeira pseudoviga interna. A condição de *Onnia? malladai* não é a típica de *Onnia*, uma vez que não existe uma discrepância tão marcada entre o desenvolvimento de ambas as estruturas, sendo um termo intermédio entre a condição diagnóstica de *Deanaspis* e de *Onnia.* Porém, Gutiérrez-Marco *et al.* (2012, p. 35) consideraram a espécie pertencente a *Deanaspis*.

Os espécimes de *Onnia? malladai* (tanto o material-tipo, como o material português) atingem dimensões consideráveis (alcançam 2,5cm de comprimento sagital cefálico, excluindo pontas genais), por comparação com a média dimensional da maioria dos marrolithíneos. Relativamente ao material de *Deanaspis* descrito anteriormente, *Onnia? malladai* parece ter um maior prolongamento genal, com extensão posterior do limbo em relação ao anel occipital. Consequentemente parece existir uma maior desorganização das fóssulas posteriores em *Onnia? malladai* do que em *D. seunesi* e don que em *D. grenieri.* Na maioria dos espécimes, I_2 só não está presente medialmente, na fila R_0, começando em R_1, muitas vezes fundida com a fóssula I_n e estando já completamente independente em I_2. Em *Deanaspis,* o arco I_2 começa sempre posteriormente (entre R_3 e R_4). Este início "prematuro" do arco I_2 observa-se em espécies definidas para *Onnia* (e.g. *O. ultima* Barrande, 1852), sendo que algumas (e.g. *O. pusgillensis* Dean, 1961) apresentam mesmo o arco I_2 completo (num único espécime, SMF24841-48, existem também quatro arcos completos frontalmente). No entanto, algumas espécies de *Deanaspis* apresentam também I_2 iniciado em R_1 (*D. goldfussi* e *D. vysocanensis*, Est. Est. 120, Figs. L-M). Além disso, *Onnia? malladai* apresenta também uma glabela mais inflada que *D. seunesi* e *D. grenieri* e um contorno anterior medial mais pontiagudo/angular. Os arcos E_1 e I_1 parecem estar mais isolados (tr.) dos restantes (observável sobretudo na face dorsal da lamela inferior), quando comparado com *Deanaspis seunesi* e *D. grenieri.* A crista da espinha genal conecta-se quer à viga quer à primeira pseudoviga interna. A nível pigidial, é também possível diferenciar *Onnia? malladai* de *D. seunesi* e *D. grenieri*, em virtude de os sulcos pleurais da primeira serem mais marcados e encurvados posteriormente nos seus extremos abaxiais (em *Deanaspis* os sulcos são subretilíneos até alcançarem o bordo pigidial). A ornamentação glabelar e dos lóbulos genais nem sempre está preservada, mas sobretudo nos moldes externos é possível verificá-la frequentemente. Como característico nos trinuclídeos, os espécimes de menores dimensões apresentam um reticulado mais grosseiro.

Nota taxonómica. De acordo com o CINZ, *O. malladai* poderá não ser considerada válida. Verneuil & Barrande (1855, p. 978, est. 25, fig. 2) identificaram o material espanhol como *Trinucleus goldfussi*, sem descrição. A "formalização" da espécie baseia-se apenas numa frase de Oehlert (1895, p. 334), comentando o material daqueles autores: "*Nous proposons de distinguer l'espèce d'Espagne par un nom particulier, et de la dédier à M. Mallãda (*T. Malladai*)* (…)". O autor enumerou várias diferenças que considerou existirem entre *T. goldfussi* e o material espanhol (nenhuma real), propondo seguidamente a distinção. Contudo, os autores espanhóis têm mencionado esta espécie como válida (e.g. Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Gutiérrez-Marco *et al. in* Gibbons & Moreno, 2002; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2012, pp. 31, 35), pelo que é aqui considerada.

Ordem **HARPIDA** Whittington *in* Moore, 1959

Família **HARPETIDAE** Hawle & Corda, 1847
(=Entomaspididae Ulrich & Bridge, 1931)

Género ***Eoharpes*** Raymond, 1905

Espécie-tipo. *Harpes primus* Barrande, 1872; (=*Eoharpes primus*) da Formação Šarka do Darriwiliano (Oretaniano da escala regional mediterrânica) da República Checa.

Diagnose. Ver Romano & Henry (1982, p. 625) e Ebach & McNamara (2002, p. 247).

Outras espécies. Informação dada na seguinte ordem – nome e autores da espécie; designação original (quando diferente); unidade rochosa (litoestratigráfica ou outra, quando definida), idade e ocorrência geográfica.

Eoharpes benignensis (Barrande, 1872); *=Harpes benignensis;* Formação Dobrotivá, Darriwiliano superior/Sandbiano (Dobrotiviano da escala regional mediterrânica) da República Checa;

E. cristatus Romano, 1975; Formação Valongo, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de Portugal;

E. guichenensis Henry & Philippot, 1968; parte superior da Formação Traveusot, Darriwiliano superior (Dobrotiviano inferior da escala regional mediterrânica) de França;

E. herscheidensis Koch & Lemke, 1995; *=Eoharpes primus herscheidensis*; Formação Kiesbert-Tonschiefer, Darriwiliano, Alemanha;

E. macaoensis Romano & Henry, 1982; Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, Sandbiano?/Katiano (Berouniano médio da escala regional mediterrânica) de Portugal.

Outras referências ao género. Lee (2013, tab. 2) listou *Eoharpes* na Formação Xiazhen do Katiano da China, mas esta identificação deverá corresponder a um possível lapso relacionado com a identificação preliminar de *Scotoharpes*, descrita nesse mesmo trabalho. Por seu lado, Koch & Lemke (1996, p. 34, est. 1, fig. 1) definiram a nova subespécie *E. primus*

herscheidensis no Ordovícico Médio da Alemanha, mas Ebach & McNamara (2002) consideraram que o facto de a espécie estar definida com base num único espécime de débil preservação não justifica a separação num taxon distinto e que as diferenças apontadas (sobretudo a nível ornamental) deverão corresponder a uma variabilidade intraespecífica. Porém, dada a proveniência geográfica do espécime e a existência destas diferenças, opta-se por manter a espécie na listagem das definidas para o género, pois será provavelmente válida e independente, embora seja necessária a recolha de espécimes adicionais para melhor a caracterizar. De todas as formas, a espécie foi redescrita com um espécime adicional por Koch *et al.* (2011, p. 14, texto-fig. 4), que criticaram duramente os argumentos de Ebach & McNamara (2002) e ainda o facto de terem escrito um nome inexistente ("*herschenesis*" em vez "*herscheidensis*") e se terem equivocado na data de estabelecimento da espécie (1996 em vez da real 1995). Além disso, Koch & Lemke (1996, est. 4, figs. 3-4) documentaram *Eoharpes* sp. na Formação Tonshiefer Inferior do Darriwiliano da Alemanha, que consideraram possivelmente pertencer a *E. herscheidensis*. Por seu lado Corbacho (2011) documentou *Eoharpes* sp. (pp. 31, 33; est. IV, fig. 2) na Formação Izegguirene do Sandbiano basal (Dobrotiviano superior da escala regional mediterrânica) de Marrocos. O único espécime existente não foi descrito e a imagem publicada mostra apenas a superfície ventral do limbo e parte do tórax e pigídio de um espécime enrolado. Sem ser possível conhecer a morfologia cefálica, não é possível efetuar quaisquer considerações. Anteriormente, Gutiérrez-Marco *et al.* (2003) já tinham listado *Eoharpes* sp. nesta formação. Posteriormente, Lopez-Soriano & Corbacho (2012) listaram *Eoharpes* sp. na Formação Ktaoua Inferior do Sandbiano (Berouniano da escala regional mediterrânica) de Marrocos.

Para referências adicionais ao género, entretanto atribuídas a outros taxa, consultar também Přibyl & Vaněk (1986).

Observações. Ebach & Macnamara (2002) efetuaram várias análises filogenéticas da Família Harpetidae, onde incluíram e discutiram amplamente o género *Eoharpes*, trabalho para o qual se remete para leitura complementar. Anteriormente a este trabalho, Přibyl & Vaněk (1986) tinham efetuado um estudo morfológico e, com base na morfologia descritiva, filogenético de Harpetidae. *Eoharpes* foi considerado por Ebach & Macnamara (2002) um dos dois géneros de harpetídeos mais antigos (a par com *Brachyhipposiderus* Jell, 1985), mas o trabalho de Adrain & Westrop (2006) permitiu reconhecer a sinonímia de Harpetidae e Entomaspididae, o que coloca a origem da família no Câmbrico e, como tal, *Eoharpes* não faz parte do grupo mais primitivo deste taxon.

Přibyl & Vaněk (1981) estabeleceram a nova subfamília Eoharpetinae para incluir um conjunto de géneros (*Eoharpes*, *Hibbertia* Jones & Woodward, 1898, *Paraharpes* Whittington, 1950, *Thorslundops* Přibyl & Vaněk, 1981 e *Wegelinia* Přibyl & Vaněk, 1981, sendo que os últims dois são considerados sinónimos júnior de *Hibbertia*) que consideraram morfologicamente relacionados a nível da estrutura hipostomal (ver também Přibyl & Vaněk, 1986). Porém, a análise de Ebach & Macnamara (2002) suprimiu a divisão subfamiliar de Harpetidae.

A análise filogenética de *Eoharpes* efetuada por Ebach & Macnamara (2002) permitiu ainda concluir que *E. cristatus* e *E. macaoensis* formam um clado suportado pela presença de um limbo marginal interno e de um sulco dorsal posteriormente apagado. As restantes espécies formam um clado-irmão distinguido pela presença de uma depressão anterior pré-glabelar e glabelar subtriangular. Contudo, a análise de *E. macaoensis* neste trabalho levanta várias dúvidas quanto ao valor dos caracteres selecionados por Ebach & McNamara (2002, tab. 3) para codificação das espécies de *Eoharpes* (ver observações desta espécie). Os resultados da análise não permitiram esclarecer a monofilia do grupo, pela ausência de caracteres basais que suportem o género.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Ordovícico Médio a Superior (Darriwiliano ao Sandbiano superior/Katiano inferior) de Portugal, Espanha, França, República Checa, Marrocos e Alemanha.

Eoharpes macaoensis Romano & Henry, 1982

? *1908 Harpes* cf. *doranni* Portl. – Delgado, p. 80
v*1908 Harpes* cf. *flanaganni* Portl. – Delgado, p. 80
*v1982 *Eoharpes macaoensis* sp. nov. – Romano, pp. 626, 628-629, est. 63, figs. 1-6
v*1985 Eoharpes macaoensis* – Young, pp. 403-404
v*1994 Eoharpes macaoensis* – Tauber & Reis, p. 39
v*1995 Eoharpes macaoensis* – Romão *et al.*, p. 124
v*2000 Eoharpes macaoensis* – Romão, quadro 2.4
2010 *Eoharpes cristatus "macaoensis"* – Guy & Lebrun, p. 87
2010 *Eoharpes cristatus* – Guy & Lebrun, p. 88
2011 Eoharpes macaoensis – Sá *et al.*, p. 18

Diagnose. Ver Romano & Henry (1982, pp. 626, 628).

Holótipo. Molde interno de cefalão (MG4483), figurado por Romano & Henry (1982, est. 63, figs. 5, 6).

Paratipos. Uma carapaça incompleta (molde interno: MG4485, figurado por Romano & Henry, 1982, est. 63, fig. 1); um cefalão (molde interno: MG4486, figurado por Romano & Henry, 1982, est. 63, figs. 3-4);

Outro material. Seis carapaças incompletas (moldes internos: CMP0330; CMP0342; CMP0141a; CMP0142-1a/moldes externos: CMG0031; CMG0054; CMP0141b; CMP0142-1b); catorze cefalões (moldes internos: MGUTAD15623; MG4484; MG4488; CMG0004; CMG0018; CMG0051; CMG0074; CMG0090; CMG0093; CMP0142-2a; CMP0212-1a; CMP0329/moldes externos: MGUTAD15147; MG4489; CMG0016; CMG0092; CMP0142-2b; CMP0202-1b); seis cefalotórax (moldes internos: CMP0332; CMP0140-1a; CMP0141-2a; CMP0210; CMP0212-2a/moldes externos: CMG0065; CMP0141-2a; CMP0140-2b; CMP0212-2b; CMP0303b; CMP319-1b), todos provenientes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Mação).

Ocorrência. Membro Queixopêrra, Formação Cabeço do Peão, ca. Sandbiano superior/Katiano inferior (Berouniano médio da escala regional mediterrânica), em Mação (Carregueira, CRG-FCP-1 e Pereiro, PER-FCP-1), Portugal.

Descrição. À descrição efetuada por Romano & Henry (1982, p. 628), baseada no material-tipo aqui listado, acrescentam-se detalhes que a ampla amostragem, incluindo espécimes pouco deformados e completos, permitiu agora observar. Glabela consideravelmente convexa (tr.), ocupando 20% da largura cefálica ao nível do bordo anterior. A largura glabelar anterior corresponde a 60% da posterior; porém esta razão deve-se à extensão abaxial de L1, sendo que imediatamente anterior a S1, a glabela apresenta apenas 110 a 115% da largura anterior glabelar, o que lhe concede o tal contorno subretangular. Este contorno glabelar permite a distinção desta espécie de *E. guichenensis*, que apresenta glabela mais estreita anteriormente e margem anterior glabelar mais arredondada. No entanto, é importante referir que o contorno glabelar é facilmente alterado por deformação. S1 moderadamente marcado, oblíquo para trás. O facto de Romano & Henry (1982) terem considerado este sulco ausente estará relacionado com a débil preservação em vários dos espécimes então estudados. Nos exemplares bem preservados este sulco é bastante evidente, limitando L1 um pouco inflado, alongados obliquamente. S1 e L1 são mais evidentes nos moldes internos do que nos externos. Embora S1 não seja transglabelar, a convexidade de L1 parece prolongar-se transversalmente em alguns espécimes, numa curta (sag.) porção glabelar, definido um lóbulo alargado (tr.), subparalelo ao anel occipital. Os extremos abaxiais destes prolongam-se na área alar, sendo o seu limite difuso. S2 e, eventualmente, S3 raramente visíveis, embora em espécimes excecionalmente preservados seja possível observá-los e se note uma ligeira convexidade de L2, subparalelo a L1 embora mais curto (exsag.) e um pouco mais estreito (tr.). Depressão pré-glabelar ausente. Ala subtriangular, deprimida, limitada abaxialmente por uma crista alar bem definida, fina e proeminente, estando o sulco alar subordinado a esta. Comprimento (exsag.) da ala, desde o ponto mais anterior da crista alar, corresponde a cerca de 50% do comprimento sagital glabelar. Em moldes externos é possível observar-se melhor o sulco alar, arredondado lateralmente para, um pouco oblíquo, convergir com o sulco occipital. O sulco dorsal glabelar é interrompido por S1, não se prolongando posteriormente a este. O sulco occipital, transglabelar, é profundo e ligeiramente côncavo para diante, tornando-se um pouco mais profundo abaxialmente. O anel occipital é moderadamente convexo (sag.) e arqueado de forma a definir uma concavidade para diante. Deste modo, os seus extremos abaxiais são oblíquos para diante, subparalelos a L1. A região préglabelar revela-se muito curta (sag.) está deprimida, mas este rebaixamento está inserido no próprio sulco pré-glabelar, pelo que este se interpreta como sendo amplo (sag.) e não se considera a presença de uma depressão pré-glabelar (*sensu* Ebach & McNamara, 2002). Os moldes externos permitem verificar que é o sulco que causa a depressão, sendo que a área pré-glabelar é já um pouco inflada. Área genal bastante sobrelevada em relação ao limbo. As cristas oculares são proeminentes, finas, com extremos adaxiais localizados no início do terço anterior glabelar, notando-se leves sulcos laterais/constrição glabelar nas suas inserções (apenas visíveis nos moldes externos), dispondo-se depois obliquamente para trás, tornando-se um pouco menos proeminentes na sua metade abaxial e desembocando nos tubérculos oculares subcirculares, promeninentes, situados a cerca de metade do comprimento glabelar e um pouco mais abaxiais que a metade

da largura da área genal (distância entre o sulco dorsal e o contacto área genal/rolo genal). As cristas alares desenvolvem-se até um ponto tão ou mais abaxial (em linha exsagital) do que as cristas oculares. Cristas genais quase indistintas no padrão da caeca genal (uma anterior ao lóbulo ocular, saindo da crista ocular, e outra posterior a este). O limite entre a área genal e o rolo genal está marcada pela mudança de convexidade (a área genal está sobrelevada) e mudança da ornamentação da caeca genal, constituída por cristas anastomosadas muito proeminentes, para ornamentação por fóssulas, organizada em fileiras mais ou menos regulares, concêntricas, sendo o arco mais externo constituído por fóssulas maiores (meio arco externo composto por cerca de 30 fóssulas). Rolo genal com largura (tr.) equivalente a um quarto da largura da área genal ao nível dos lóbulos oculares. Limbo amplo (largura, tr., corresponde a cerca de 115% da largura glabelar, ao nível dos lóbulos oculares) e longo (alcança o oitavo segmento torácico). Está ornamentado por fóssulas, dispostas em fileiras irregulares concêntricas. O arco mais interno é mais regular e está constituído por fóssulas um pouco maiores; externamente os arcos, constituídos por fóssulas um pouco mais pequenas, tornam-se mais irregulares, com muitas fóssulas adicionais que não estão em fase. Porém, anteriormente, as fóssulas diminuem de número e a organização em fileira é mais regular. Por fim, o arco mais externo, volta a ser regular, como o mais interno, sendo as fóssulas também maiores aproximadamente iguais ou ligeiramente mais pequenas do que as do arco interno. Meio-arco interno constituído por cerca de 33-34 fóssulas; meio-arco externo com cerca de 41-43 fóssulas; anteriormente, embora irregulares/mal definidos, existem cerca de seis-sete arcos de fóssulas. No espaço compreendido entre os dois arcos externos, as fóssulas, embora mais empacotadas posteriormente, têm uma dimensão individual claramente inferior ao espaço inter-fóssula.

Tórax constituído por treze segmentos (contados num único espécime completo). O tórax é em tudo comparável ao descrito por Whittington (1948) para *E. benignensis*.

Pigídio muito semelhante ao descrito por Whittington (1948) para *E. benignensis*. O conjunto anel+"primeira costilha pleural" mimetiza os segmentos torácicos, tanto que se pode confundir com um décimo quarto segmento torácico. No entanto, fixando o bordo anterior, é possível verificar que este está fundido com o restante pigídio e que os sulcos pleurais que limitam posteriormente esta primeira "costilha" não alcançam o bordo posterior. Neste sentido, Whittington (1948) descreveu a variação do número de segmentos torácicos de holaspides de *E. benignensis*, contabilizando-se entre 12 a 15 segmentos (mais metâmeros quanto maiores os espécimes). A configuração deste "segmento" mais anterior pigidial de *E. macaoensis* pode sugerir que, em fases ontogenéticas sucessivas, poderá ser "libertado" mais um segmento torácico, podendo *E. macaoensis* apresentar 14 segmentos torácicos em espécimes de maiores dimensões. A restante "peça" pigidial apresenta dois anéis raquidiais, limitados por sulcos muito ténues, e um sulco pleural muito difuso que delimita duas "costilhas" pleurais. Assim, no total, distinguem-se no pigídio três anéis raquidiais e três "costilhas" pleurais.

Observações. É difícil decidir quanto à validade específica de *E. macaoensis*. As diferenças elencadas por Romano & Henry (1982) foram consideradas inexistentes por Tauber & Reis (1994), após a recolha de espécimes melhor preservados que o material-tipo de *E. cristatus.*

Agora, com um número adicional de espécimes recolhidos de *E. macaoensis*, bem preservados e completos, corrobora-se a opinião de Tauber & Reis (1994). Estes autores consideraram que *E. macaoensis* e *E. cristatus* se diferenciam unicamente pela presença de fóssulas de maiores dimensões no arco externo de *E. cristatus*, fóssulas com uma distribuição mais aleatória no restante limbo desta espécie e ornamentação geralmente mais ténue (sobretudo na glabela). Por sua vez, Guy & Lebrun (2010) consideraram que as duas espécies são perfeitamente comparáveis, com a única diferença de as cristas oculares, caeca genal e fóssulas estarem mais marcadas em *E. macaoensis*. Por este motivo, classificaram o material de Mação como *E. cristatus "macaoensis"*. Embora com dúvida, optou-se neste trabalho por manter a validade de *E. macaoensis*, uma vez que as diferenças existentes entre *E. macaoensis* e *E. cristatus*, embora possam ser preservacionais, enquadram-se na tendência do género ao longo do Ordovícico Médio. Estas são as já mencionadas pelos autores anteriores, sendo que *E. macaoensis* apresenta uma disposição mais organizada das fóssulas do limbo e uma ornamentação cefálica, mas sobretudo glabelar, mais marcada e constituída por cristas anastomosadas mais grosseiras.

Por outro lado, *E. macaoensis* diferencia-se de *E. guichenensis* por apresentar uma glabela mais subretangular, alargada anteriormente. Mas se esta diferença parece, de facto, real, também é possível entre os espécimes de *E. macaoensis* encontrar glabelas cuja morfologia é perfeitamente comparável à de *E. guichenensis*, embora raras e sempre em espécimes deformados/mal preservados. Também *E. cristatus* parece ter a glabela mais estreita anteriormente, mas vários espécimes (Tauber & Reis, 1994, est. I, figs. 2-4) mostram a região anterior semelhante à de *E. macaoensis*. Deste modo, o contorno glabelar não é um caracter que confira fiabilidade, pelo que a sua utilização por Ebach & McNamara (2002, tab. 3) na codificação das espécies de *Eoharpes macaoensis* poderá não ter significado. Estes autores codificaram *E. cristatus* como tendo depressão pré-glabelar anterior (caracter 0=1), no entanto a espécie não possui tal depressão (esta corresponde ao amplo, sag., sulco pré-glabelar). Outro dos caracteres (total de seis) codificado por Ebach & McNamara (2002) é a condição da crista ocular. Estes autores consideraram que uma crista ocular proeminente é uma condição primitiva a partir a partir da qual deriva uma crista ocular difusa. No entanto, se se analisarem as espécies de *Eoharpes* são as duas espécies mais jovens (*E. cristatus* e *E. macaoensis*) aquelas que possuem cristas oculares proeminentes. Também o caracter relativo à condição posterior do sulco dorsal não tem utilidade uma vez que em todas as espécies do género este está ausente oposto a L1. Porém, Ebach & McNamara (2002) consideraram que *E. cristatus* e *E. macaoensis* têm sulco dorsal glabelar presente oposto a L1. Em conclusão, entende-se neste trabalho que a análise filogenética das espécies do género *Eoharpes* realizada por estes últimos autores está baseada em caracteres mal codificados ou sem significado.

"Podem citar-se ainda de fontes clássicas outras espécies incertas de trilobites, baptizadas com enorme variedade de nomes estranhos. Mas omito-os como obsoletos, pois não consigo afastar a suspeita de que não passam de meros sons, repletos de trilobitinismo, mas despidos de significado"

9. PALEOECOLOGIA

Um ponto crucial para a paleoecologia é o estudo tafonómico, com o intuito de compreender se os fósseis estão *in situ* e/ou *in loco* em relação ao ecossistema em que viviam (*sensu* Mikulic, 1990). Muitos critérios influenciados pelo transporte têm sido enumerados na literatura, nomeadamente o grau de desarticulação e fragmentação dos exosqueletos, a segregação dimensional e morfológica, presença de espécimes articulados ou em posição de vida, etc. (e.g. Fortey, 1975; Allison, 1986; Brandt, 1989; Mikulic, 1990; Babcock, 2003). A maior parte das jazidas estudadas neste trabalho correspondem a níveis de acumulação de fósseis. A conjetura provável é que as zonas ecológicas fossem extensas devido ao baixo paleodeclive (mares epicontinentais), pelo que o transporte por distâncias moderadas não influenciaria demasiado o esquema geral do ecossistema. Por outro lado, este baixo paleodeclive limitaria os mecanismos de transporte, sendo improvável que o material tenha sido transportado por distâncias muito longas.

9.1. Biofácies de Trilobites

A paleoecologia é muitas vezes inferida por um reconhecimento empírico de padrões recorrentes (e.g. Fortey, 1975) ou tratamento estatístico dos dados (e.g. Ludvigsen, 1978). O estudo paleoecológico das associações de trilobites do Ordovícico Superior efetuado neste trabalho está baseado em frequências relativas dos espécimes, uma vez que o método de amostragem efetuado (por busca) inviabiliza o uso de métodos quantitativos. Esta abordagem qualitativa tem a vantagem de ser independente da desigual amostragem das diferentes regiões e níveis. Por este motivo, a interpretação paleoecológica baseou-se num reconhecimento empírico de associações recorrentes, cujas fronteiras estão definidas arbitrariamente. Devido aos processos tafonómicos, não é possível reconstruir as comunidades originais, sendo apenas possível descrever as biofácies ou associações que permitem obter informação sobre estas. Como o paleodeclive da plataforma na qual se inseriam as áreas estudadas seria muito baixo, é expectável que a transição das associações seja gradual, pelo que a definição das biofácies individuais é apenas tentativa.

Para basear os dados em métodos estatísticos, seria necessário coletar material adicional em todas as secções estudadas com esse propósito. Sendo o objetivo central deste trabalho o estudo sistemático (Capítulo 8) e incluindo este coleções clássicas (Capítulo 7) previamente recolhidas sem o controlo estatístico necessário, uma análise paleoecológica detalhada sai do âmbito deste estudo. Alguns dados obtidos através da ecologia de outros grupos (e.g. braquiópodes, equinodermes) são utilizados para comparação e corroboração dos dados das trilobites.

Com base na abundância relativa destes géneros, foram analisadas 14 associações de trilobites do Berouniano inferior (Formação Carregueira) ao Hirnantiano (Formação Ribeira do Braçal), permitindo o reconhecimento de oito biofácies. Estas estão baseadas nas localidades mais bem amostradas, respetivamente, das diferentes unidades.

9.1.1. Biofácies *Dalmanitina*

Esta biofácies baseia-se sobretudo na associação da localidade CRG-FCA-1, "Sítio da Vajona". A Biofácies *Dalmanitina* está definida por associações de trilobites de baixa diversidade (cinco géneros), dominadas pelo dalmanitídeo *Dalmanitina rabanoae* n. sp. Em ordem de abundância segue-se outro dalmanitídeo, *Crozonaspis chauveli*, sendo raras as ocorrências do calymenídeo *Colpocoryphe grandis* e tendo-se apenas contabilizado um fragmento de odontopleurídeo (*Selenopeltis* sp.) e outro de asaphídeo (*Nobiliasaphus* sp.). A restante associação está composta sobretudo por bivalves (predominantemente infaunais) e ostracodos, estando também representados graptólitos, gastrópodes, hyolithídeos e equinodermes. Esta associação foi anteriormente descrita por Young (1985, p. 154), que a denominou "Associação de *Praeleda* (fase 2)". É semelhante em todas as localidades da Formação Carregueira documentadas (Sinclinal de Buçaco e Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, nos setores de Dornes, Amêndoa e Mação), tendo Young (1985) efetuado uma análise quantitativa no setor de Dornes (op. cit., tabela 6).

Todas as trilobites identificadas teriam um modo de vida bentónico (epi ou endobentónico) e todas possuem olhos bem desenvolvidos, sugerindo a presença de luz. Embora Hammann & Rábano (1987) tenham interpretado *Selenopeltis* como tendo um modo de vida pelágico, vários selenopeltíneos foram encontrados com extensas colónias de epizoários encrustadas nas suas superfícies dorsais não articulares (Jonathan Adrain, 2016, comunicação pessoal), o que, a par com a sua morfologia e distribuição geográfica, sugere um modo de vida bentónico. Em termos tafonómicos, os restos fósseis estão por vezes acumulados em finos níveis lumachélicos, que sugerem transporte e acumulação durante eventos tempestíticos. Com exceção de alguns exemplares, cuja abundância e articulação sugerem ser autóctones a subautóctones (*sensu* Fernández Lopéz, 2000; *Dalmanitina rabanoae*, bivalves infaunais e ostracodos), a restante associação está constituída por ocorrências alóctones, o que reduz amplamente a diversidade que se pode extrapolar para a comunidade ali existente. A própria associação fossilífera é, na sua totalidade (independentemente do autoctonismo), também, pouco diversa.

A Biofácies *Dalmanitina* caracteriza também os depósitos coevos do Maciço Armoricano em França, tendo Henry (1980a) descrito associações semelhantes às da Formação Carregueira, caracterizadas pela presença dos três taxa de trilobites dominantes (*Dalmanitina rabanoae* = *Dalmanitina* n. sp. aff. *acuta* deste autor; *Crozonaspis chauveli* e *Colpocoryphe grandis*), no topo da Formação Postolonnec da Península de Crozon, e admitido a sua presença em todo o Sinclinal Médio-Armoricano, com base em dados dos sinclinórios de Laval e Martigné-Ferchaud.

9.1.2. Biofácies *Colpocoryphe*

1) Camada Favaçal (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro)

A Biofácies *Colpocoryphe* caracteriza-se pelo domínio, por vezes de forma monospecífica, deste táxon. Esta caracteriza os níveis de ferro oolítico da Camada Favaçal do

Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, base da Formação Cabeço do Peão, sobretudo no setor de Mação. Em algumas localidades é monospecífica (e.g. PER-FCP-2), caracterizada pela trilobite *Colpocoryphe grandis*. São muito comuns espécimes articulados e *in situ* desta espécie. A diversidade de trilobites é, porém, maior em muitos setores, nos quais *Deanaspis seunesi* e *Vysocania iberica* são também frequentes, registando-se ainda os géneros *Selenopeltis, Armoricania* n. gen., *Phacopidina?, Actinopeltis, Crozonaspis* e *Zeliszkella*. A restante associação está constituída por braquiópodes e rostroconchas.

Uma associação semelhante foi documentada por Henry (1980aa) na Península do Crozon em França, nos setores de Kerglintin e Veryhac'h, num nível de ferro oolítico, base da Formação Kermeur, correlacionável com a Camada Favaçal, e também por Hammann (1983) e Rábano (1984), na base das "Pizarras Cantera", lateralmente correlacionável com as unidades mencionadas. Anteriormente, Young (1985, p. 157) incluiu estas ocorrências na "Associação de *Onniella?* sp." Esta abarcava as associações da Camada Favaçal também do Sinclinal de Buçaco. Porém, a nível de trilobites, considera-se aqui que a associação desta unidade neste sinclinal é distinta (Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae).

9.1.3. Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae

Esta biofácies caracteriza-se pelo domínio das trilobites Dalmanitidae e Trinucleidae. Pode apresentar elevada biodiversidade (mais de 20 géneros) ou estar restringida apenas a um representante das famílias que a nomeiam.

1) Membro Queixopêrra - Formação Cabeço do Peão (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro)

O Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão apresenta no setor de Mação duas associações distintas: uma associação estratigraficamente inferior, dominada por trilobites Dalmanitidae e Trinucleidae, e uma associação superior, dominada por trilobites Cheiruridae. Entre ambas as associações há um nível métrico, com variação lateral de espessura, constituído quase exclusivamente por colónias de briozoários, frequentemente bem conservadas, onde a representação de outros grupos é muito escassa.

A Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae apresenta no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão uma diversidade elevada de trilobites (22 espécies), estando dominada pelas trilobites *Dalmanitina manfroi* n. sp. (Dalmanitidae), *Colpocoryphe grandis* e *Deanaspis seunesi* (Trinucleidae). São abundantes também os representantes dos géneros *Iberocoryphe, Eudolatites, Prionocheilus, Eoharpes, Vysocania, Armoricania* n. gen. e *Selenopeltis*. Menos abundantes, mas também representados, estão os géneros *Crozonaspis, Phacopidina?, Eccoptochile, Actinopeltis, Primaspis, Nobiliasaphus, Radnoria, Lichas, Cekovia* e *Ulugtella*? São aqui incluídas dentro da Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae as variações laterais e verticais desta associação, com predomínio por vezes de outros grupos que não os mencionados, embora a associação total se mantenha quase na totalidade. Em termos verticais, surgem níveis onde taxa como *Selenopeltis buchi, Iberocoryphe* cf. *bonissenti, Armoricania beaumonti* ou *Eccoptochile clavigera* são dominantes. Em termos

laterais, verifica-se variação das abundâncias relativas, com predomínio local de outros grupos, tomando de exemplo as trilobites illaenimorfas que dominam a parte inferior do Membro Queixopêrra na localidade PER-FCP-1, onde *Armoricania beaumonti* é o taxon mais abundante, seguido de *Vysocania iberica* e *Ulugtella? guedesi* n. sp.

Na localidade QXP-FCP-2, *Deanaspis* é o género dominante (50%), representado maioritariamente pela espécie *Deanaspis seunesi*, mas estando também presente (aproximadamente 2-5%) a espécie *Deanaspis grenieri*. Esta é a única localidade onde está documentada a coexistência de ambas as espécies. Em termos de abundância, seguem-se os géneros *Colpocoryphe* (10 %) e *Armoricania* (10%), com os restantes géneros representados ocorrendo de forma minoritária (<5%): *Prionocheilus, Iberocoryphe, Selenopeltis, Dalmanitina, Phacopidina?, Eccoptochile, Eoharpes* e *Cekovia*. A biodiversidade é significativamente mais baixa do que nas localidades dominadas por *Dalmanitina*. Uma centena de metros a norte desta localidade, os trinucleídeos tornam-se raros, estando a associação dominada pelo dalmanitídeo *Eudolatites* e o pharostomatídeo *Prionocheilus,* que ocorrem em fácies mais areníticas que as localidades anteriores dominadas por *Dalmanitina*.

As associações que caracterizam a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae estão normalmente dominadas por outros grupos, nomeadamente os briozoários e os equinodermes. Para a localidade CRG-FCP-1, Jacinto (2015) efetuou uma análise quantitativa, tendo excluído as placas colunares de equinodermes por não permitirem a diferenciação entre cistoides e crinoides e por serem elementos desarticulados que iriam sobre-representar o grupo. Também os briozoários, pela fragmentação das suas colónias ramificadas, aparecem sobrevalorizados, porém este grupo é de facto o mais abundante, tendo justificado a designação de "bryozoan beds" por Cooper (1980). A análise quantitativa permitiu estimar como grupos mais abundante os equinodermes (52,1%) e os briozoários (42,8%), seguidos, de forma minoritária, pelas trilobites (1,9%), os braquiópodes (1,7%), os bivalves (1,2%) e, por fim, os gastrópodes (0,5%). A frequência dos restantes grupos presentes na associação (cefalópodes, rostroconchas, hyolithídeos, graptólitos, conuláridos e machaerídeos) não foi quantificada por Jacinto (2015), pela ausência destes nas amostras inventariadas pela autora. De qualquer forma, estes grupos são minoritários, ocorrendo de forma significativamente menos frequente que os contabilizados.

2) Formação Cabeço do Peão (Parautóctone de Alcaravela)

A Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae foi também reconhecida na Formação Cabeço do Peão no setor de Monte Cimeiro do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, representada por uma associação peculiar. Os dados desta associação baseiam-se apenas na localidade MC-FCP-1, os quais estão detalhados na secção 9.2. O grupo dominante são as trilobites (80%), tendo-se identificado um total de seis taxa: *Deanaspis grenieri*, *Armoricania beaumonti, Crozonaspis* sp., *Dalmanitina* sp., Calymenidae indet. e Homalonotidae indet. A espécie dominante é o trinucleídeo *Deanaspis grenieri* (57% do total de restos encontrados e 69% do total de trilobites). As trilobites dalmanitídeos (*Crozonaspis* e *Dalmanitina*) são os segundos taxa mais abundantes (17% do total de trilobites). Os restantes taxa identificados estão representados por um único espécime.

A restante associação está constituída por bivalves infaunais (*Praeleda* cf. *pulchra*, *Praenucula* sp., *Myoplusia*? sp. e Praenuclidae indet.), ostracodos (*Bollia*? sp.), Archaeogastropoda indet. e Orthocerida indet.

A análise tafonómica (ver secção 9.2.1) permitiu diferenciar dois grupos principais: um subautóctone e outro claramente alóctone. O primeiro grupo está representado pelos bivalves, pelos ostracodos, a trilobite *Deanaspis grenieri* e, possivelmente, as trilobites *Crozonaspis* e *Dalmanitina*.

3) Formação Louredo (Sinclinal de Buçaco)

As associações pouco diversas de trilobites da Formação Louredo são aqui incluídas também na Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, como uma condição extrema desta. Estão amplamente dominadas pelas espécies *Deanaspis seunesi* e *Crozonaspis dujardini*. A restante associação de trilobites está representada por raras ocorrências das espécies *Armoricania* sp., *Dalmanitina philippoti*, *Kloucekia* sp., *Colpocoryphe grandis* e *Plaesiacomia robardeti* n. sp. Os restantes grupos representados são braquiópodes, bivalves (incluindo formas infaunais) e ostracodos. Ausências importantes de documentar são as dos briozoários e dos equinodermes, grupos dominantes nos níveis coevos da região de Mação, do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

Associações muito semelhantes foram descritas por Henry (1980a, p. 188) na Formação Kermeur (onde as espécies mais abundantes são também *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*, associados a raras ocorrências de *Colpocoryphe grandis*, *Calymenella bayani*, *Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Dalmanitina philippoti*), e também nas coevas formações Riadan e Sangsurière. Este último autor considerou que a monotonia e extrema baixa diversidade destas associações poderiam ser justificadas com os ambientes de águas frias que anunciavam já a sedimentação glacio-marinha que ocorre no Hirnantiano. Porém, os avanços no conhecimento das associações do Berouniano médio da Iberoarmórica nas últimas décadas (e.g. Formação Cabeço do Peão) e os dados que apoiam o Evento Boda de aquecimento global (Kralodvoriano), permitem interpretar estas associações da Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae como uma situação limítrofe, justificada por condições ecológicas particulares.

No Sinclinal de Buçaco, a associação de trilobites da Camada Favaçal é muito pouco diversa e está dominada pelo trinucleídeo *Deanaspis seunesi*, ocorrendo raramente os géneros *Vysocania*, *Dalmanitina* e *Crozonaspis*.

4) Formação Louredo (Sinclinal de Vila Velha de Ródão)

A associação de trilobites da base da Formação Louredo do Sinclinal de Vila Velha de Ródão está dominada por *Deanaspis* cf. *seunesi*, tendo-se registado raras ocorrências de *Primaspis romanoi* n. sp. e Dalmanitidae indet. A restante associação está constituída por briozoários (grupo dominante), crinoides e braquiópodes. Esta associação é aqui incluída na Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae.

9.1.4. Biofácies Cheiruridae-Illaenidae

Esta biofácies caracteriza-se pelo domínio das trilobites Cheiruridae e Illaenidae. Apresenta normalmente uma diversidade elevada e pode dividir-se em dois subtipos: Sub-biofácies Cheiruridae e Sub-biofácies Illaenidae, pelo predomínio, respetivamente, destas famílias.

1) Formação Cabeço do Peão (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro)

A parte superior do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão apresenta no setor de Mação do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro uma associação dominada por trilobites Cheiruridae, nomeadamente os géneros *Eccoptochile* e *Actinopeltis*, que se tornam progressivamente mais abundantes para o topo da unidade. Em relação à Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, que caracteriza os níveis infrajacentes, *Prionocheilus* mantém a sua frequência, sendo os géneros *Colpocoryphe, Deanaspis, Dalmanitina, Eudolatites, Phacopidina?, Eoharpes, Armoricania* e *Vysocania* francamente menos abundantes. Os odontopleurídeos (*Selenopeltis* e *Primaspis*) são muito menos abundantes, tornando-se ausentes para o topo da unidade e o illaenídeo *Cekovia* torna-se significativamente mais abundante para o topo do membro.

A restante associação está constituída por briozoários, equinodermes, braquiópodes e moluscos, sendo que comparativamente à associação da parte inferior do Membro Queixopêrra (Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae), apresenta uma percentagem consideravelmente mais baixa de cistoides, cefalópodes e hyolithídeos.

2) Formação Chão do Amieiral (Sinclinal de Moncorvo-Poiares)

A associação de trilobites da parte inferior da Formação Chão do Amieiral do Sinclinal de Moncorvo apresenta uma baixa diversidade (seis taxa), estando dominada pelas trilobites *Deanaspis* cf. *seunesi* e *Vysocania* cf. *iberica*. Menos abundantes são *Actinopeltis* sp., *Lichas* sp., Cheiruridae indet. e Illaenidae indet. Do ponto de vista tafonómico, os fósseis são muito abundantes, estando desarticulados e fragmentados, sem orientação dominante e pouco calibrados, formando por vezes distintos níveis lumachélicos. A restante associação está constituída por briozoários, equinodermes e gastrópodes (Sá, 2005). A inclusão desta associação na Biofácies Cheiruridae-Illaenidae é efetuada por interpretação de uma condição limítrofe, uma vez que a abundância de trilobites Trinucleidae poderia justificar a sua inclusão na Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae. Estas biofácies podem passar lateralmente uma à outra. O facto das trilobites Illaenidae e Cheiruridae estarem bem representadas, a ausência de dalmanitídeos, a ocorrência de *Lichas* (género comum na Biofácies Cheiruridae-Illaenidae) e a litologia (margas descalcificadas) justificam a atribuição.

3) Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna (Sinclinal de Buçaco)

A associação de trilobites do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna é mais representativa da Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, como descrita por outros autores (e.g. Fortey, 1975; Hammann, 1992), do que as anteriores associações do Ordovícico Superior de Portugal incluídas nesta biofácies. Esta associação diversa (17 taxa, pertencentes a 14 géneros) está dominada pelas trilobites illaenídeos (*Cekovia, Delgadoa* e *Vysocania*; aproximadamente 42% dos espécimes de trilobites), seguidas do acastáceo s.l. *Kloucekia* (aprox. 15%) e das trilobites cheirurídeos (*Eccoptochile, Actinopeltis* e *Areia*; 11%). A restante associação de trilobites está constituída por asaphídeos (*Nobiliasaphus*; 10%), pharostomatídeos (*Prionocheilus*; 8%), lichídeos (*Lichas*; 7%), e raros odontopleurídeos (?*Whittingtonia*; 2%), brachymetopídeos (*Radnoria*; 2%), trinucleídeos (*Onnia*?; 2%) e dalmanitídeos (*Eudolatites*; 1%).

A associação do Membro Leira Má apresenta uma elevada diversidade, estando dominada por braquiópodes, briozoários, equinodermes e cefalópodes e, menos abundantes, também bivalves, gastrópodes, hyolithídeos, conulárias, machaerídeos, phyllocáridos e graptólitos.

4) Formação Ferradosa (Sinclinal de Buçaco)

Por último, incluem-se também na Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, no extremo oposto à associação do Membro Queixopêrra anteriormente descrita, as associações da Formação Ferradosa, quer as do Membro Poiares no setor de Sazes do Lorvão (localidade SAZ-MP-1), quer as do Membro Riba de Cima (localidades SAZ-MRC-1, ALV-MRC-1 e ALV-MRC-2).

Estas associações estão dominadas por trilobites illaenídeos, nomeadamente os géneros *Cekovia* e *Parillaenus?* (mais de metade dos espécimes de trilobites), sendo também frequente o lichídeo *Lichas*. A restante associação contém outros illaenídeos ("*Bumastus*" e *Amphoriops*) e ainda o cheirurídeos *"Ceraurinus*", o pliomerídeo *Ovalocephalus*, o asaphídeo *Nobiliasaphus* e o pharostomatídeo *Prionocheilus*. Os cheirurídeos representam nesta associação uma percentagem muito baixa, sendo os illaenídeos e os lichídeos os grupos dominantes.

A restante associação está constituída por briozoários, braquiópodes e equinodermes, os grupos dominantes, com raros bivalves e gastrópodes. Associações com constituição semelhante foram descritas por Hammann (1992) no Membro Rebollarejo da coeva Formação Caliza de Cistoideos em Espanha, onde o autor as denominou de "Associações *Cekovia-Parillaenus*" face à abundância de espécimes destes géneros (58%), a qual se reconhece também nas associações portuguesas da Formação Ferradosa.

9.1.5. Biofácies *Calymenella-Kloucekia*

Esta biofácies caracteriza-se pelo domínio dos géneros *Calymenella* e *Kloucekia* em associações de muito baixa diversidade (máximo de quatro espécies).

1) Formação Ribeira da Laje (sinclinais de Fajão-Moradal, Amêndoa-Carvoeiro e Penha Garcia) e ?Formação Louredo (Sinclinal de Buçaco)

Os arenitos da Formação Ribeira da Laje e, segundo Cooper (1980), também os do Membro Serra do Cadaveira, do topo da Formação Cabeço do Peão, apresentam uma associação de trilobites dominada pelos géneros *Calymenella* e *Kloucekia* (=*Dreyfussina* dos autores anteriores; ver discussão no Capítulo 8). As trilobites são raras e, para além dos taxa dominantes (*Calymenella* e *Kloucekia*), registaram-se os géneros *Dalmanitina, Plaesiacomia* e ainda Marrolithinae indet. O conteúdo fossilífero é geralmente escasso e tipicamente pouco diverso, estando o resto da associação constituída por braquiópodes (grupo dominante), equinodermes, briozoários e bivalves. Porém, nos sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro e de Fajão-Moradal, a unidade apresenta ocasionalmente níveis lumachélicos dominados por associações de braquiópodes draboviídeos. Também Young (1985) nomeou estas ocorrências como "Associação de *Calymenella*".

Na Formação Louredo?, na localidade CSA-FLO-1, em fragmentos soltos de arenitos de grão médio, esbranquiçados e recristalizados, possivelmente provenientes de afloramentos de Casal de Santo Amaro, foi encontrada uma associação não registada em nenhum outro ponto do Sinclinal de Buçaco, constituída por *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma,* Marrolithinae indet. e braquiópodes. A litologia, taxa representados e características tafonómicas assemelham-se bastante às associações descritas anteriormente para a Formação Ribeira da Laje.

A Biofácies *Calymenella-Kloucekia* (denominada *Calymenella boisseli-Dreyfussina exophtalma* por Hammann & Leone, 2007) foi reconhecida em várias formações coevas, do Berouniano superior do domínio peri-gondwânico de alta latitude: na Formação Punta Serpeddi da Sardenha (Hammann & Leone, 2007), níveis basais da Formação Portixeddu em alguns setores da Sardenha, na Formação Bohdalec da República Checa (e.g. Vaněk & Vokáč, 1997), na Formação Glauzy da Montanha Negra, França (Dreyfuss, 1948), na Formação Bancos Mixtos de Espanha (Hammann, 1976), na Formação Bedinan na Turquia (Dean, 1967) e na Formação Ktaoua-Inferior de Marrocos (Javier Álvaro *et al.*, 2007).

Esta associação reflecte as comunidades do Berouniano superior do domínio peri-gondwânico, tendo por isso expressão estratigráfica limitada, o que lhe confere valor biostratigráfico (Capítulo 10).

9.1.6. Biofácies *Ovalocephalus*

Está caracterizada pelo domínio (>95%) de *Ovalocephalus.* Outros géneros de trilobites e outros grupos são raros. Esta biofácies está representada exclusivamente no Membro Poiares da Formação Ferradosa na localidade ESP-MP-1. Está largamente dominada pelo género *Ovalocephalus* (>95%), com raras ocorrências de fragmentos desarticulados de ?*Cekovia* e *Lichas*. A restante associação está constituída única e raramente por braquiópodes. Os espécimes de *Ovalocephalus* apresentam características tafonómicas de autoctonismo, estando frequentemente articulados.

9.1.7. Biofácies *Phillipsinella*

Caracterizada pelo domínio (>95%) de *Phillipsinella*, está representada exclusivamente no topo da Formação Porto de Santa Anna, na localidade JOR-PSA-C2 e está constituída de forma quase monospecífica por *Phillipsinella lusitanica* n. sp., tendo-se contabilizado um único fragmento de outro táxon (*Parillaenus? creber*). A abundância de fragmentos e a articulação frequente sugerem caracter autóctone a subautóctone. A 100 metros a norte desta jazida, outro nível com fácies similares (PAL-PSA-1), mas onde foram apenas recolhidos dois fragmentos de trilobites (*Parillaenus* cf. *creber* e *Actinopeltis* sp. indet.) apresenta uma associação de braquiópodes coincidente com a que acompanha a associação de *Phillipsinella*, com taxa típicos da Fauna de *Foliomena* (Sheenan, 1973), a qual exigiria condições ecológicos particulares. Embora as jazidas sejam de difícil correlação estratigráfica, é possível que estes níveis correspondam a variações laterais, sendo esta associação interpretada como representante da Fauna de *Foliomena*. A análise detalhada desta associação é efetuada na secção 9.2.

9.1.8. Biofácies *Mucronaspis*

Caracterizada pelo domínio (>95%) do género *Mucronaspis*, está unicamente representada na Formação Ribeira de Braçal. A associação desta formação está dominada quase em absoluto por *Mucronaspis* cf. *mucronata*, ocorrendo raramente fragmentos de *Flexicalymene* sp. Do ponto de vista tafonómico, todos os restos somáticos estão desarticulados e fragmentados, indicando transporte intenso, constituindo uma associação alóctone. A restante associação macrofossilífera está constituída por equinodermes (sobretudo crinoides), braquiópodes, ostracodos e machaerídeos.

Esta associação é característica da denominada Fauna de *Hirnantia* (Temple, 1965), uma comunidade cosmopolita, pouco diversa e oportunista, de águas frias, que ocupou muitos ecossistemas durante a glaciação hirnantiana.

9.2. Interpretação de associações macrofossilíferas selecionadas

9.2.1. Uma nova associação de baixa diversidade do Berouniano médio de Sardoal (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro)

- **Introdução e contexto geológico**

A jazida fossilífera de Monte Cimeiro (MC-FCP-1, Sardoal, Sinclinal de Amêndoa Carvoeiro) apresenta uma associação muito particular que é interpretada como correspondendo a um setor mais distal do Membro Queixopêrra. Esta jazida enquadra-se geologicamente no "parautóctone de Alcaravela" (Romão, 2000), que contacta com o flanco sul do Sinclinal de Amêndoa-Caroveiro através do "cisalhamento Queixopêrra-Louriceira" e com a Zona de Ossa Morena a sudoeste, através do "cavalgamento da Palhota" (Romão, 2000, 2006). Desta forma, supõe-se que a posição original do setor de Alcaravela seria consideravelmente mais sul-ocidental que a sua localização atual. Não existe assim continuidade lateral entre a Formação Cabeço do Peão na região de Queixopêrra (Aboboreira), que pertence ao autóctone, e o setor de Alcaravela, geograficamente próximo mas pertencente ao seu parautóctone relativo. Anteriormente, Delgado (1908, p. 75) tinha evidenciado a escassez de fósseis em Alcaravela, a qual "(…) semble indiquer que les eaux de la mer silurienne étaint plus profondes en ce point (…)".

Na localidade de Monte Cimeiro, a Formação Cabeço do Peão inclui na sua parte inferior (equivalente lateral do Membro Queixopêrra) 20 a 30 metros de pelitos negros (duplicados porque a jazida inclui o eixo de uma dobra sinclinal da fase de deformação D1), compactos, com uma percentagem de micas muito baixa e algumas intercalações silto-argilosas, as quais contêm por vezes concentrações de micas detríticas. Estas pequenas intercalações devem corresponder-se com episódios de maior energia que originaram fluxos que transportaram estes materiais desde setores mais proximais. Os fósseis de briozoários e equinodermes, característicos do Membro Queixopêrra na sua localidade-tipo e em muitas secções do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, estão ausentes nos níveis de Monte Cimeiro. À sequência pelítica, seguem-se níveis de arenitos bioturbados que correspondem às fácies dos Membros Aziral e Serra de Cadaveira.

A inclusão da sequência inferior da Formação Cabeço do Peão do parautóctone de Alcaravela no Membro Queixopêrra, tendo em conta a sua definição original (Young, 1985), é discutível. Porém, estes níveis são lateralmente equivalentes a este membro nos setores autóctones do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

- **Análise tafonómica e paleoambiental**

A associação estudada está composta por um total de 60 fósseis e está dominada por trilobites (80%). Os fósseis são raros e surgem isolados e não em acumulações. Não existe afloramento propriamente dito, sendo a principal fonte do material blocos isolados à superfície. estando o afloramento composto essencialmente por fragmentos de rocha. O táxon mais abundante da associação é *Deanaspis grenieri* (57% do total de fósseis e 69% do total de

trilobites; Fig. 9.1a-h). Os espécimes de *D. grenieri* apresentam frequentemente a lamela inferior do limbo completa, incluindo as frágeis pontas genais (Fig. 9.1c). Durante o processo de muda, a sutura marginal separa a lamela inferior, a qual contém as pontas genais, da lamela superior, glabela e lóbulos genais. Deste modo, a conservação destas estruturas indica claramente que os restos somáticos sofreram pouco transporte *post-mortem*, uma vez que a sua preservação completa é rara, inclusive em carapaças articuladas em outros afloramentos do Berouniano ibérico. Adicionalmente, foram recolhidos dois fósseis de *D. grenieri* (3%) com o tórax articulado (Fig. 9.1g), corroborando um transporte pouco intenso, e também pigídios (Fig. 9.1f) desarticulados (que, pelas suas dimensões muito reduzidas e consequente diferente comportamento hidrodinâmico, não costumam ocorrer conjuntamente com os restantes escleritos). Não foram identificados sinais de bioturbação ou de bioerosão nos espécimes, pelo que se considera que a fragmentação destes restos terá sido sobretudo mecânica por ação de transporte (Allison, 1986; Babcock, 2003).

Os dalmanitídeos (*Crozonaspis* e *Dalmanitina*) são os segundos taxa mais abundantes (18% do total de fósseis; Fig. 9.1k-n; Fig. 9.2a-h) na associação macrofossilífera de Monte Cimeiro, ainda que muito menos comuns que *Deanaspis grenieri*. Os espécimes de *Crozonaspis* (13% do total de fósseis da associação) são sobretudo moldes de cefalões e pigídios, conservando estruturas frágeis como o prolongamento apical do cefalão ou as superfícies visuais. Também foi recolhido um toracopigídio articulado (Fig. 9.1i). As características mencionadas anteriormente indicam pouco transporte. O dalmanitídeo *Dalmanitina* (5% do total de fósseis da associação) é menos frequente que *Crozonaspis* e está preservado principalmente sob a forma de pigídios e cefalões fragmentados, com sinais de algum transporte, ainda que a conservação de estruturas como as pontas genais indicam que o transporte no pode ter sido muito intenso e prolongado (Fig. 9.2f). Ainda que raros (3% do total de fósseis da associação), também foram registados fósseis de *Armoricania beaumonti* (Fig. 9.1i-j), um deles conservado como uma carapaça articulada. Os restantes fósseis identificados (Calymenidae indet. e Homalonotidae indet.; 4% do total de fósseis da associação) aparecem muito fragmentados em intercalações limoníticas e micáceas, que indicam que estes restos terão sofrido um transporte prolongado e/ou intensa decomposição. De facto, as trilobites calymenídeos estão usualmente representadas por indivíduos completos ou quase completos em associações nas quais os restantes taxa estão representados por espécimes predominantemente desarticulados, o que foi interpretado como uma maior resistência das membranas articulares desta família (Mikulic, 1990). De entre os restantes elementos da associação estudada, foram recolhidos fósseis de bivalves praenuclídeos (*Praeleda* cf. *pulchra, Praenucula* sp., *Myoplusia*? sp. y Praenuclidae indet.; 10%; Fig. 9.2k-l,n-o,s-t), que se encontram por vezes conservados com as valvas articuladas; ostracodos (*Bollia* sp.; 5%; Fig. 9.2p-r), que aparecem em acumulações em alguns planos de estratificação também com as duas valvas articuladas e fragmentos de Orthocerida indet. e de Archaeogastropoda indet. A análise tafonómica permite identificar dois grupos de elementos na associação fossilífera: subautóctones e alóctones. O primeiro grupo está representado pelos bivalves, os ostracodos, as trilobites *Deanaspis grenieri*, possivelmente, *Crozonaspis* sp. e *Dalmanitina* sp. A aparição de fósseis de bivalves infaunais típicos de fundos de sedimento muito fino e ostracodos com as valvas unidas, a preservação de estruturas frágeis (lamela inferior do limbo completa, superfícies visuais e pontas genais das trilobites) e a existência de

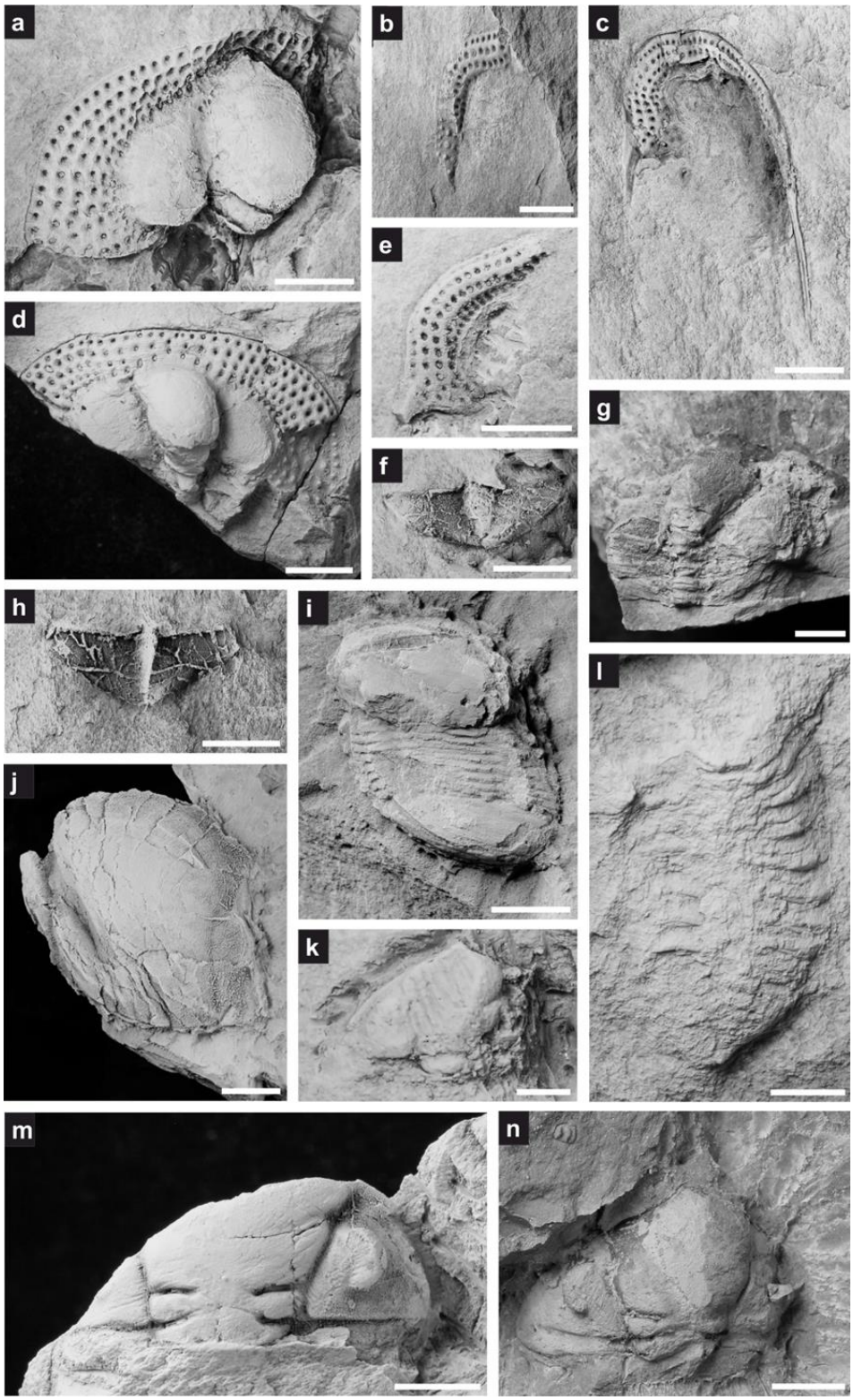


Figura 9.1. Fósseis da Formação Cabeço do Peão, Berouniano (Ordovícico Superior) de Sardoal, Portugal. a-h, *Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894); a, d, vista dorsal de molde interno de cefalão incompleto (CMP0079, CMP0091); b, c, e, vista ventral de molde interno de lamela inferior do limbo (CMP0115a, CMP0113a, CMP0089); f, h, vista dorsal de molde interno de pigídio (CMP0110a, CMP0111); g, vista dorsal de molde interno de cefalotórax (CMP0119). i-j, *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847); i, vista dorsal de molde interno de cranídio (CMP0115); j, vista dorsal de molde interno de carapaça (CMP0117). k-n, *Crozonaspis* sp.; k, m, n, vista dorsal de molde interno de cefalão (CMP0100a, CMP0113b, CMP0114); l, vista dorsal de molde interno de tórax+pigidio (CMP0104). Barra de escala = 5mm.

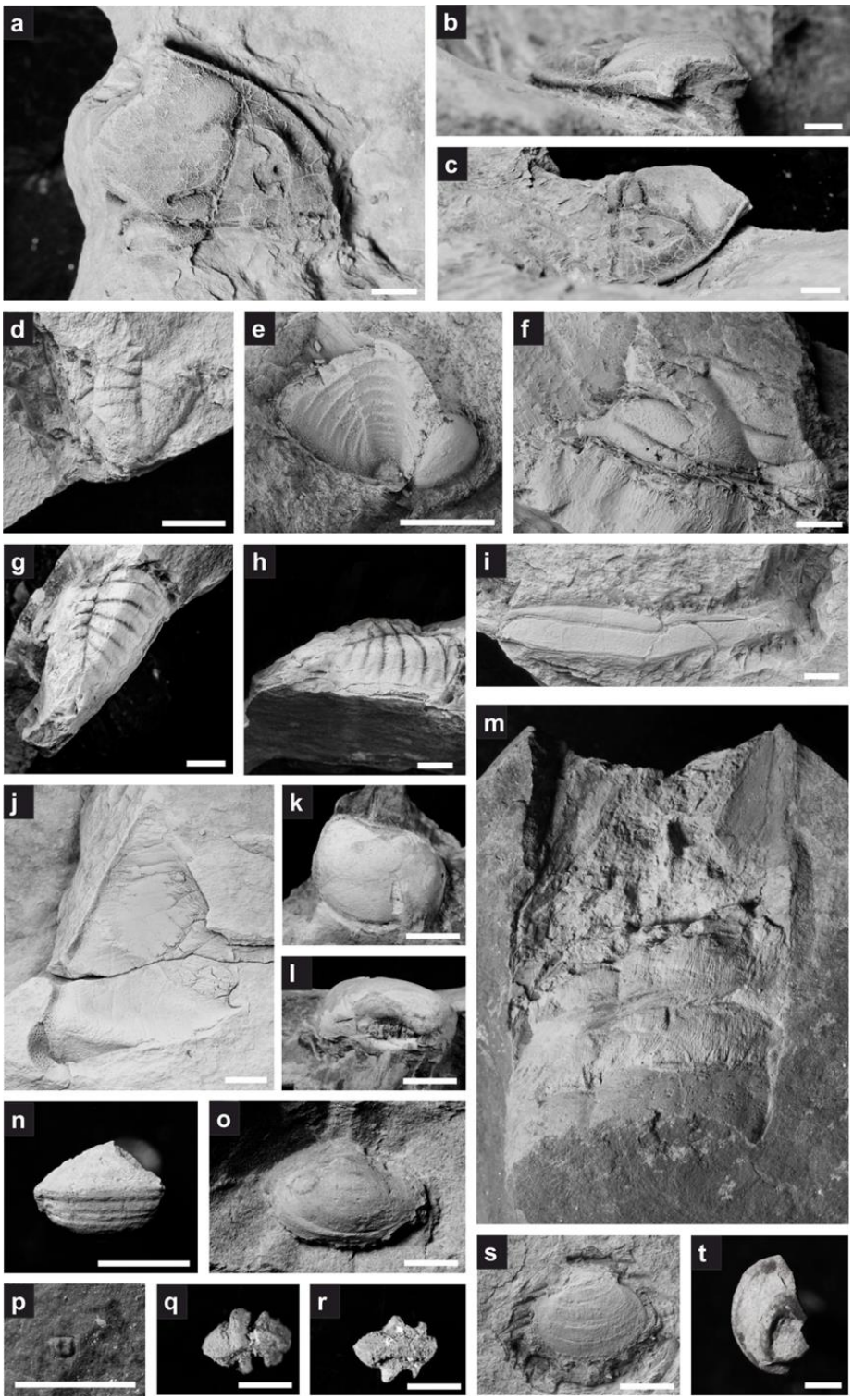


Figura 9.2. Fósseis da Formação Cabeço do Peão, Berouniano (Ordovícico Superior) de Sardoal, Portugal. a-e, *Crozonaspis* sp.; vista dorsal (a), anterior (b) e lateral (c) de molde interno de cefalão (CMP0102); d, vista dorsal de molde interno (CMP0096). e-h, *Dalmanitina* sp.; e, molde externo de pigídio (CMP0114b). f, molde interno de fragmento de cefalão (CMP0113-2); vista dorsal (g) e lateral (h) de molde interno de pigídio (CMP0138). i-j, Homalonotidae indet., vista dorsal de molde interno de segmento torácico (CMP0107); j, molde externo de librígena (CMP0106b). k-l, *Praeleda* cf. *pulchra*, vista externa de molde interno de valva esquerda (k) e vista umbilical (l), de espécime articulado (CMP0130). m, Orthocerida indet. (CMP0131), vista dorsal de molde interno de fragmocone; o, *Praenucula* sp. (CMP0134), vista externa de molde interno de valva desarticulada; n, Praenuclidae indet. (CMP0132), vista dorsal de molde interno de espécime articulado; p-r, *Bollia*? sp.; p, vista direita lateral de molde interno de carapaça (CMP0135); vista dorsal (q) e vista ventral (r) de molde interno de carapaça (CMP0136); *Myoplusia*? sp. (CMP0133),vista externa de molde interno de valva desarticulada; t, Archaeogastropoda indet., vista lateral esquerda de molde interno (CMP0137). Barra de escala = 5mm.

carapaças articuladas permite inferir um carater subautóctone para estes restos fossilíferos. A biota constituída por estes taxa habitaria o fundo marinho de sedimento fino num setor próximo da parte que atualmente corresponde à jazida de Monte Cimeiro, onde o hidrodinamismo seria muito baixo e a taxa de sedimentação significativa, uma vez que o grau tafonómico é moderado (Brandt, 1989). Também a conservação de pigídios de *Deanaspis grenieri*, estruturas com um comportamento hidrodinâmico diferente e que são normalmente transportadas para setores mais distais (e.g. Mikulic, 1990), indica um hidrodinamismo muito baixo sem predomínio de correntes de fundo. Segundo a interpretação aqui efetuada, a profundidade seria típica de um ambiente de plataforma externa, corroborado pela litologia e a baixa percentagem de micas, comparando com setores mais proximais do Membro Queixopêrra. A espécie *Armoricania beaumonti* poderia também pertencer ao grupo subautóctone. De facto, esta espécie é frequente em níveis do Dobrotiviano do Maciço Armoricano, onde se encontra principalmente nos setores de fácies mais profundas deste maciço (Henry, 1989), estando ausente na Península de Crozon (baixa profundidade). O segundo grupo, interpretado como alóctone, está constituído por trilobites calymenidae e, possivelmente, os orthocerídeos (representados por pequenos fragmentos mal conservados). Os seus fósseis muito fragmentados e presentes sobretudo em intercalações de grão mais grosso (limoníticas) e com maior percentagem de componentes terrígenos (micas), indicam que os restos destes organismos foram transportados desde áreas mais proximais da bacia em episódios curtos de maior hidrodinamismo nestes últimos setores. Estes episódios permitiriam que os seus restos somáticos fossem transportados até setores mais distais (neste caso, o setor de Monte Cimeiro), onde o hidrodinamismo baixo foi responsável pelo seu depósito. De facto, a maior abundância de trilobites calimenídeos em fácies pouco profundas está amplamente documentada (ver Henry, 1989, com referências prévias). Os taxa que constituem a associação aqui interpretada como alóctone, estão representados nas associações de trilobites dos setores mais proximais do Membro Queixopêrra, nos quais apresentam um caracter subautóctone. Nesse sentido, estes elementos podiam ter sido transportados desde pontos mais proximais da bacia até ao setor de Monte Cimeiro.

- **Significado da associação**

A descoberta da jazida de Monte Cimeiro permitiu melhorar o conhecimento dos materiais ordovícicos do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, sendo a primeira associação conhecida de um setor mais distal da Formação Cabeço do Peão. A ausência de fósseis de briozoários e de equinodermes, dominantes nos setores proximais do Membro Queixopêrra é uma das diferenças mais significativas entre a associação do setor estudado e as associações típicas do Membro Queixopêrra. A análise paleoambiental sugere um ambiente de plataforma externa, baixa energia, situado abaixo do nível de base das ondas de tempestade, o que permitira que em episódios curtos de maior hidrodinamismo chegassem a este domínio materiais limonítico-micáceos, fragmentos de conchas e carapaças de organismos que viveriam em setores mais proximais.

É, no entanto, importante acrescentar que associações afins, em contextos litológicos semelhantes, foram interpretadas por Vidal *et al.* (2011) como representantes de depósitos de laguna protegida. Os afloramentos disponíveis no setor de Monte Cimeiro não permitiram efetuar uma análise sequêncial detalhada como a de Vidal *et al.* (2011), mas os dados

apresentados poder-se-iam enquadrar também nesta interpretação. Neste sentido, os fragmentos alóctones seriam também transportados em episódios tempestíticos, mas em sentido contrário (para setores mais proximais).

A jazida de Monte Cimeiro é a primeira onde aparecem exclusivamente espécimes de *Deanaspis* com espinha occipital no Berouniano português (espécie *Deanaspis grenieri*), o que sugere que a presença ou ausência desta estrutura pode representar adaptações ecológicas no seio do género.

9.2.2. A associação macrofossilífera da Formação Ribeira da Laje (Berouniano superior, Portugal): as últimas comunidades endémicas ordovícicas peri-gondwânicas

- **Introdução**

A Formação Ribeira da Laje, formalizada por Young (1988) no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, é uma sequência regressiva com 30-50 m de espessura cuja base está definida por um horizonte conglomerático, ao qual se sobrepõem pelitos micáceos intercalados por bancadas de arenitos bioturbados e quartzitos impuros, estratocrescentes. Esta unidade ocorre em Portugal central, tendo sido reconhecida até ao momento, para além da sua área-tipo, nos sinclinais de Fajão-Moradal (aprox. 20m; Metodiev *et al.*, 2010), Vila Velha de Ródão (25-30 m; Metodiev *et al.*, 2009) e Penha Garcia (25-30 m; Young, 1988). A Formação Ribeira da Laje, mais bem estudada no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, apresenta uma marcada variação lateral de espessura e litofácies, existindo setores onde está ausente ou onde é predominantemente pelítica (Romão, 2000).

O trabalho sobre os materiais desta formação foi efetuado em colaboração com Jorge Colmenar (Natural History Museum of Denmark).

- **Associações macrofossilíferas**

A Formação Ribeira da Laje apresenta conteúdo fossilífero geralmente escasso e tipicamente pouco diverso, sendo atualmente conhecidos fósseis de braquiópodes, trilobites (Biofácies *Calymenella-Kloucekia*), equinodermes, briozoários e bivalves. Porém, nos sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro e de Fajão-Moradal, a unidade apresenta ocasionalmente níveis lumachélicos dominados por associações de braquiópodes draboviídeos.

1) Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro

Neste sinclinal, a Formação Ribeira da Laje[8] apresenta usualmente um conteúdo fossilífero esparso e reduzido. Porém, nos setores mais setentrionais (Chão de Lopes Pequeno e Aldeia de Eiras, Amêndoa), reconheceram-se na metade inferior da formação níveis lumachélicos com uma associação de braquiópodes de muito baixa diversidade (Fig. 9.3), composta quase exclusivamente por draboviídeos e raras trilobites, briozoários (massivos e ramosos), equinodermes (crinoides) e bivalves. A espécie dominante é *Drabovia* cf. *redux*,

[8] Numa fase pós-término desta dissertação, novos dados de campo permitiram concluir que a associação descrita por Colmenar *et al.* (2014) e a espécie *Calymenella boisseli* (também fig. 9.3) provêm do Membro Aziral da Formação Cabeço do Peão e não da Formação Ribeira da Laje.

sendo os seus exemplares interpretados como autóctones (Colmenar *et al.*, 2014). Em quantidade muito inferior foram identificados exemplares de *Hirnantia kinnelloides*, *Drabovinella* sp., Strophomenidae indet. e Lingulidae indet. Os fósseis de trilobites, correspondentes a moldes de escleritos desarticulados de caracter alóctone, permitiram a identificação de *Calymenella boisseli*, *Kloucekia* sp. e *Dalmanitina* sp. Nos mesmos setores, nos níveis pelíticos do topo da unidade, foram identificados exemplares de trilobites *Kloucekia* sp. B (identificados anteriormente em Pereira *et al.*, 2014, como *Crozonaspis dujardini*) e *Dalmanitina* sp. e braquiópodes Draboviidae indet. Anteriormente, Young (1988) e Romão (2000) apenas documentaram fósseis de braquiópodes e briozoários, que consideraram remobilizados, atribuindo esta unidade ao Hirnantiano por correlação litológica com o Grupo Rio Ceira (Sinclinal de Buçaco).

2) Sinclinal de Fajão-Moradal

Neste sinclinal, foram reconhecidas as mesmas litofácies lumachélicas dos setores setentrionais do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. Embora também dominada por braquiópodes draboviídeos, a associação estudada na localidade de Cabril tem a particularidade de, até ao momento, ser monospecífica para este grupo, constituída exclusivamente por *Drabovinella erratica* (Fig. 9.4a-c), de caracter autóctone. Em número reduzido, foram também recolhidos fósseis de fragmentos das trilobites, *Calymenella* cf. *bayani* (Fig. 9.4f) e *Plaesiacomia robardeti* n. sp. (Fig. 9.4e), e placas colunares de crinoides. Anteriormente, apenas Perdigão (1971, p. 530) tinha documentado a ocorrência de fósseis na Formação Ribeira da Laje (unidade 6, op. cit.) neste sinclinal, tendo identificado as trilobites *Dalmanitina* cf. *phillipsi* (*Kloucekia* sp. neste trabalho), *Eohomalonotus* cf. *brongniarti* (*Calymenella* sp. neste trabalho) e o braquiópode *Dalmanella* cf. *testudinaria* (cuja preservação não permite diferenciação entre Dalmanellidina e Orthidina).

3) Sinclinal de Penha Garcia

Neste sinclinal, as litologias da Formação Ribeira da Laje estão bastante recristalizadas, dificultando a preservação de fósseis. O único material estudado corresponde ao recolhido e documentado por Perdigão (1971, p. 534, unidade 8) numa associação constituída por braquiópodes, trilobites, bivalves e briozoários. A revisão deste material permitiu apenas a identificação da trilobite *Kloucekia* sp. (cf. *Dreyfussina exophtalma*).

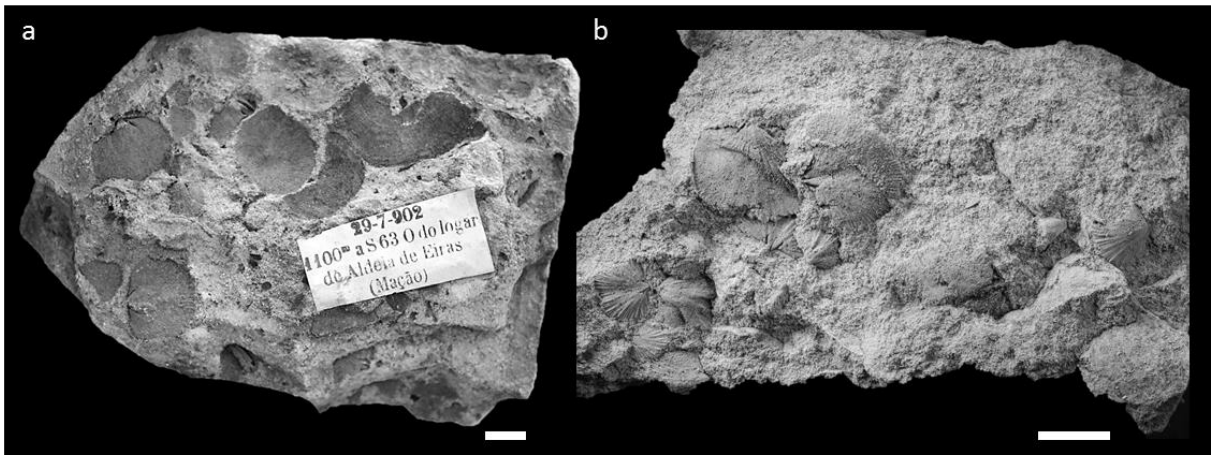


Figura 9.3. Amostras dos níveis lumachélicos da Formação Ribeira da Laje do Sinclinal de Amêndoa-Mação, provenientes do setor de Aldeia de Eiras, com acumulações de braquiópodes draboviideo (a, amostra não catalogada da coleção da Litoteca do LNEG). Escala = 5 mm.

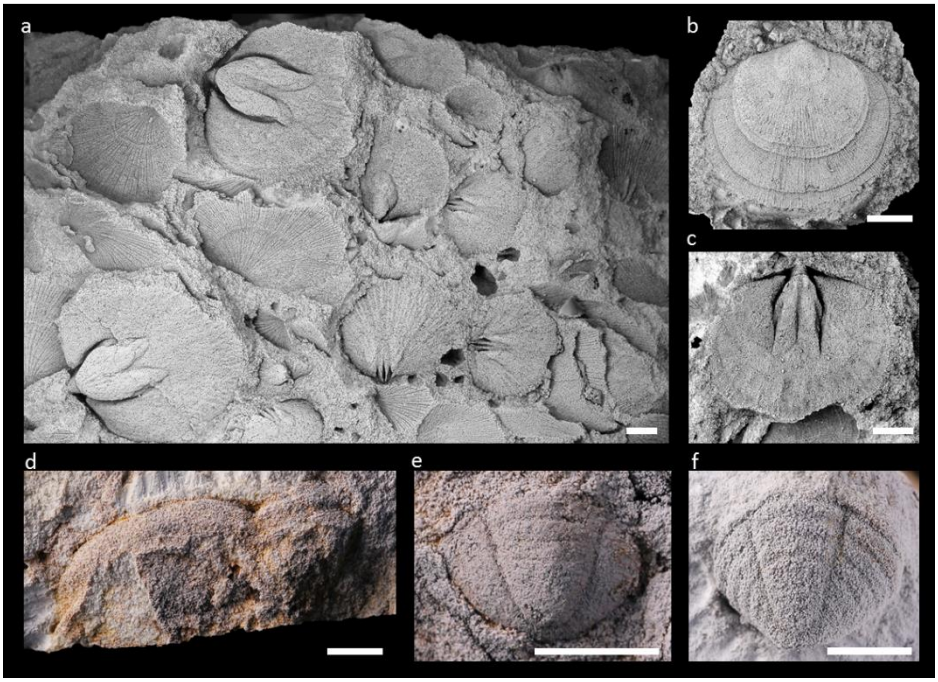


Figura 9.4. Amostras dos níveis lumachélicos da Formação Ribeira da Laje do Sinclinal de Fajão-Moradal, provenientes da localidade de Cabril; a-c, *Drabovinella erratica* (a – acumulação de vários espécimes; b – contramolde em látex de molde externo de valva ventral; c – molde interno de valva dorsal); d, Calymenina indet. (molde interno de fragmento de segmento torácico); e, *Plaesiacomia robardeti* n. sp. (contramolde em látex de molde externo de pigídio); f, *Calymenella* cf. *bayani* (molde interno de pigídio). Escala = 5 mm.

- **Implicações biostratigráficas e paleoecológicas**

As associações fossilíferas da Formação Ribeira da Laje permitem corroborar a idade Berouniano superior, originalmente sugerida por Vaz (2010) com base em quitinozoários e significativamente mais antiga que a indicada por Young (1988) e Romão (2000). As novas associações aqui descritas revelam uma unidade localmente bastante fossilífera, reconhecendo-se litofácies lumachélicas num eixo aproximadamente N-S, nos setores mais setentrionais do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro e no Sinclinal de Fajão-Moradal. As associações macrofossilíferas bentónicas da Formação Ribeira da Laje são típicas das litofácies areníticas do Berouniano superior (Katiano, ca. Ka2) do domínio peri-gondwânico de alta latitude. Estas são interpretadas como as últimas comunidades endémicas ordovícicas deste biochorema, caracterizadas por baixa diversidade e dominadas por braquiópodes draboviídeos, heterorthídeos e/ou platiorthídeos e pelas trilobites *Calymenella*, *Kloucekia* (inclui *Dreyfussina exophtalma* dos autores anteriores) e *Plaesiacomia*. Estas comunidades foram documentadas em Espanha ("Quartzitos com *Calymenella*" e Membro Huerva da Formação Fombuena; Villas, 1985; 1995), no Maciço Armoricano (parte inferior da Formação St.-Germain-sur-Ille; Mélou, 1985) e na Montanha Negra (Formação Glauzy; Colmenar *et al*., 2013), evidenciando um período de estabilidade sedimentar e ecológica na plataforma peri-gondwânica onde se estabeleceram biotas com requisitos ecológicos similares. Embora distintas, associações semelhantes foram igualmente documentadas em Marrocos (parte superior da Formação Ktaoua Inferior e Formação Tiouririne Superior; Álvaro *et al.*, 2007; Colmenar & Álvaro, 2014) e na Sardenha (Formação Punta Serppedì, Hammann & Leone, 1997).

9.2.3. Uma associação de alta latitude da Fauna de *Foliomena* (Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano) e o seu significado paleogeográfico e paleoecológico

- **Introdução**

O termo Fauna de *Foliomena* foi introduzido por Harper (1979), baseado na Comunidade de *Foliomena* definida por Sheehan (1973), dominada por braquiópodes de pequenas dimensões e conchas pouco espessas, associados com trilobites pelágicas e bentónicas de substratos de grão fino, que habitaram ambientes marinhos profundos. A Fauna de *Foliomena* caracterizou as comunidades de águas profundas de latitudes baixas e médias durante o início e meados do Katiano (Rong *et al.*, 1999), mas registos mais recentes (finais do Katiano) têm sido também documentados quer em latitudes baixas (e.g. Liang *et al.*, 2014), quer em latitudes altas (e.g. Havlíček & Mergl, 1982; Villas *et al*., 2002).

Anteriormente, foram descritas três biofácies distintas para as associações da Fauna de *Foliomena* (Rong *et al.*, 1999; Rong & Zhan, 1995, 1996): (i) a Fauna de *Foliomena* típica, de ambientes profundos (BA4-BA5 de Boucot, 1975, ou mais profundo), caracterizada pela presença de vários taxa índice como *Christiania, Cyclospira, Dedzetina, Sericoidea* e *Foliomena*; (ii) a Fauna de *Foliomena* atípica, composta quer por taxa índice quer por braquiópodes de ambientes menos profundos (BA3 inferior-BA4), como *Eoplectodonta, Glyptorthis, Leangella (Leangella)* e *Skenidioides* e (iii) associações amplamente (>90%) dominadas por taxa de braquiópodes de ambientes pouco profundos com ocorrências raras de taxa índice da Fauna de *Foliomena* (Zhan *et al.*, 2010).

Neste trabalho documenta-se pela primeira vez uma associação interpretada como representante da Fauna de *Foliomena*, proveniente do topo das formações Porto de Santa Anna e Ferradosa do Kralodvoriano (ca. Ka4, Katiano superior) do Sinclinal de Buçaco. Este estudo foi efetuado em colaboração com Jorge Colmenar (Natural History Museum of Denmark).

- **Material e Métodos**

As associações estudadas provêm dos níveis superiores da Formação Porto de Santa Anna, constituídos por tufitos argilosos, e dos níveis de calcários silicificados tufíticos do topo do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa. O material estudado provém de três localidades distintas: PAL1 (*sensu* Young, 1985), PAL-PSA-1 e RC31 (*sensu* Young, 1985). A associação proveniente da jazida JOR-PSA-C2 (Biofácies *Phillipsinella*, secção 9.1) não foi incluída pela necessidade de esclarecer o seu contexto estratigráfico, mas apresenta os mesmos taxa de braquiópodes das restantes localidades e trilobites documentadas noutras ocorrências da Fauna de *Foliomena* (*Phillipsinella*).

Os dados foram compilados numa matriz presença/ausência de géneros de braquiópodes, incluindo 109 taxa de 38 associações de Fauna de *Foliomena* documentadas na bibliografia e neste trabalho. As relações entre as associações foram analisadas com recurso ao software PAST v. 3.14 (Hammer *et al.*, 2001). Para comparação com os resultados obtidos por Zhan & Jin (2005), foram aplicados dois métodos tipicamente utilizados na análise da distribuição de padrões de associações biológicas: a análise de componentes principais (PCA)

com um algoritmo de variância-covariância e a análise de clusters modo-Q (taxa como variáveis) e modo-R (localidades como variáveis) usando o método Ward. A análise modo-Q é utilizada para identificar clusters na composição das associações nas diferentes localidades enquanto a análise modo-R é utilizada para determinar se há associações genéricas recorrentes que controlem os clusters obtidos na análise modo-Q.

Para as análises estatísticas, os dados da localidade PAL1 não foram considerados devido à limitação da amostragem. O material analisado está depositado no Museu Geológico de Lisboa.

- **Resultados**

Os briozoários e os braquiópodes são os grupos dominantes nas associações estudadas. As trilobites são raras e estão apenas presentes em duas das localidades (PAL-PSA-1 e JOR-PSA-C2, esta última não incluída nos resultados).

Na localidade PAL1, *Nicolella actoniae* ssp. (44% do total de fósseis) é o táxon mais abundante, seguido de *Aegiria tristis* (11%), *Epitomyonia* sp. (11%), *Jezercia* cf. *ostiaria* (11%), *Oxoplecia* (11%) e *Ptychopleurella* cf. *villasi* (11%). Os géneros dominantes nesta associação (*Nicolella, Oxoplecia* e *Ptychopleurella*) são comuns em condições de pouca profundidade (BA3 inferior; Colmenar *et al.*, 2013) nas biofácies da Fauna de *Nicolella* do domínio peri-gondwânico de alta latitude. A espécie *Ptychopleurella* cf. *villasi* ocorre também na parte superior da Formação Rosan de França e na Formação Caliza de Cistoideos de Espanha (Villas, 1984; Mélou, 1990). Porém, *Jezercia, Aegiria* e *Epitomyonia* são géneros típicos da Fauna de *Foliomena*.

A associação da localidade PAL-PSA-1 (Localidade 2) é a mais diversa, tendo-se identificado 14 taxa de braquiópodes e dois de trilobites. O táxon dominante é *Jezercia* cf. *ostiaria* (35% do total da associação), seguido de *Paracraniops* sp. (12%), um atrypídeo indeterminado (12%), *Triplesia* (10%), *Ptychopleurella* cf. *villasi* (6%), *Epitomyonia* (4%), *Dedzetina serpaglii* (3%), *Aegiria tristis* (3%), *Cyclospira* (3%), *Nicolella actoniae* ssp. (3%), um rafinesquiníneo indeterminado (3%), *Foliomena* sp. (1%), *Eoplectodonta* (*Kozlowskites*) sp. (1%), *Oxoplecia* sp. (1%) e pelas trilobites *Parillaenus? creber* (1%) e um cyrtometopídeo indeterminado (1%). Nesta associação estão representados elementos-chave da Fauna de *Foliomena,* nomeadamente a própria *Foliomena*, *Dedzetina* e *Cyclospira*. O género dominante na associação, *Jezercia*, bem como *E.* (*Kozlowskites*), *Epitomyonia* and *Aegiria,* têm sido interpretados como indicadores de condições marinhas profundas (Sheehan, 1973; Harper, 1980). Os restantes taxa são comuns nas associação da Fauna de *Nicolella*. Do ponto de vista tafonómico, o elevado grau de fragmentação dos espécimes de maiores dimensões (e.g. Figura 9.5, 3Z-AB) sugere aloctonismo. Deste modo, a co-ocorrência de representantes da Fauna de *Nicolella* típicos de ambientes pouco profundos (BA3 inferior), dever-se-á justificar com transporte desde setores mais proximais da bacia. A associação desta localidade enquadra-se na Fauna de *Foliomena* atípica, descrita por Rong *et al.* (1999), que indica ambientes menos profundos que os típicos desta comunidade.

A associação da localidade RC31 (Localidade 3) é dominada por taxa usualmente presentes nas associações da Fauna de *Foliomena,* estando apenas presente um dos taxa-chave desta comunidade, o género *Christiania*. A associação está dominada por *Aegiria tristis* (52%

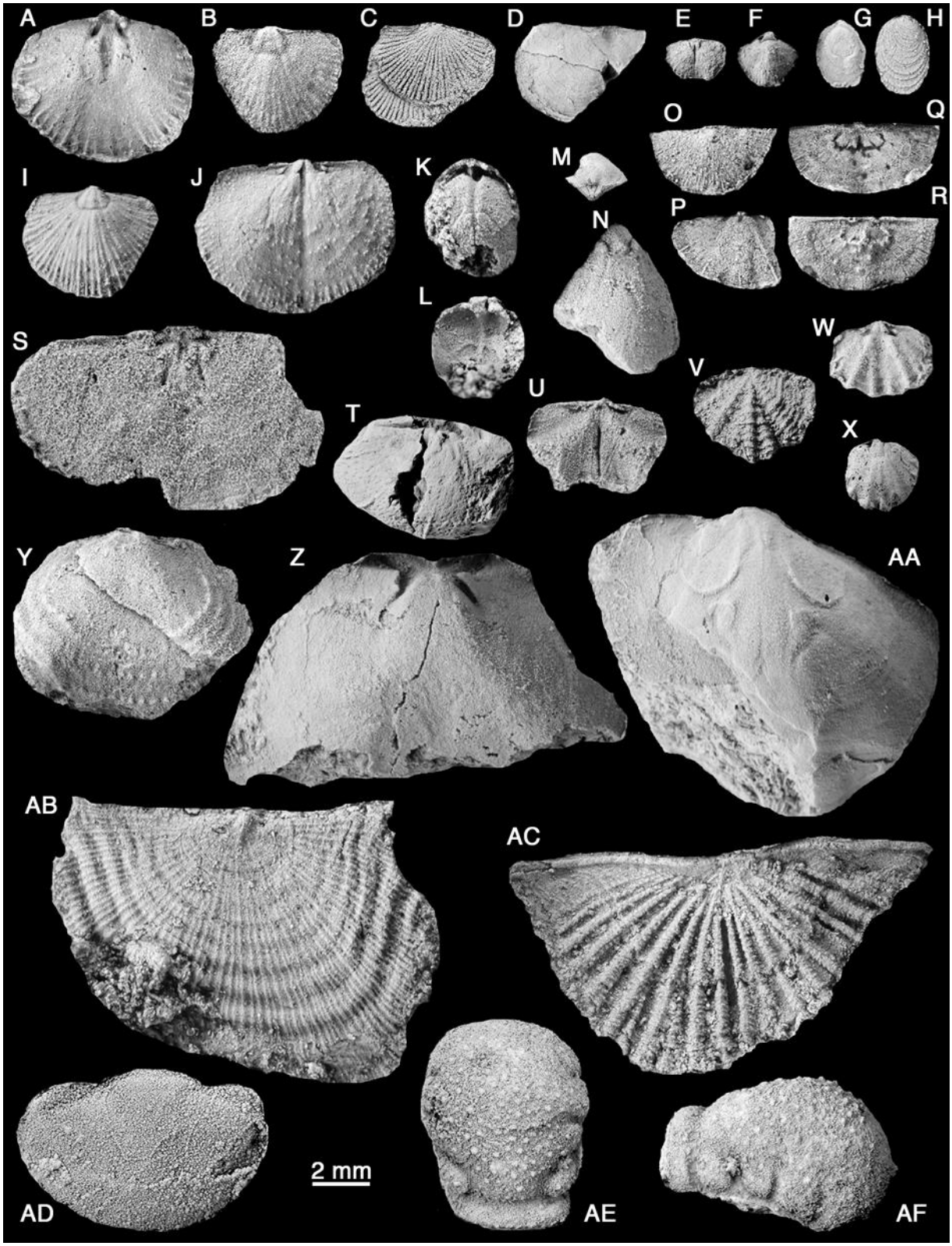


Figura 9.5. Fósseis representativos da Fauna de Foliomena do topo da Formação Porto de Santa Anna, Ordovícico Superior, Penacova, Portugal: A–C) *Dedzetina serpaglii* Villas & Harper, 2002, da Localidade 1, A) molde interno de valva dorsal; B-C) molde interno (B) e contramolde em latex de molde externo (C) de valva ventral; D) *Christiania* sp., molde externo de valva dorsal; E-F) *Skenidioides* sp. da Localidade 3, E) molde interno de valva dorsal; F) molde interno de valva ventral; G-H) *Paracraniops* sp. da Localidade 2, G) molde interno da valva ventral; H) contramolde em latex de molde externo de valva ventral; I-J) *Jezercia* cf. *ostiaria* Havlícek & Mergl, 1982, I) molde interno de valva ventral da Localidade 1; J) molde interno de valva dorsal da Localidade 2 (continua na página seguinte).

(continuação da página anterior) *Cyclospira* sp. da Localidade 2; K-L) molde interno (K) e molde em látex de molde interno (L) de valva dorsal; M) molde interno de espécime com valvas unidas em vista posterior; N) atrypídeo indet., molde interno de valva ventral da Localidade 2; K-M) *Aegiria tristis* (Barrande, 1879) da Localidade 3; O) contramolde em látex de molde externo de valva ventral; P) molde interno de valva ventral; Q-R) molde interno (Q) e molde em látex de molde externo (R) de valva dorsal; S) *Foliomena* sp., molde interno de valva dorsal da Localidade 2; T) *Kozlowskites* sp., molde interno de valva ventral da Localidade 3; U) *Epitomyonia* sp., molde interno de valva dorsal da Localidade 2; V-X) *Ptychopleurella* cf. *villasi* Mélou, 1990 da Localidade 2, V) contramolde em látex de molde externo de valva dorsal; W) molde interno de valva dorsal; X) molde interno de valva ventral; Y) *Oxoplecia* sp., molde interno de valva ventral da Localidade 2; Z-AA) *Triplesia* sp. da Localidade 2, Z) molde interno de valva ventral; AA) molde interno de valva dorsal; AB) Rafinesquininae indet., contramolde em látex de molde externo de valva dorsal; AB, AC) *Nicolella actoniae* ssp. Molde em látex de molde externo de valva dorsal, da Localidade 2; AD, *Parillaenus*? *creber*, molde interno de pigídio em vista dorsal, Localidade 2; AE-AF, Cyrtometopinae indet.; vista dorsal (AE) e vista lateral (AF) de molde interno de glabela, Localidade 2.

dos 21 fósseis identificáveis), seguida de *Jezercia* cf. *ostiaria* (19%), *Paracraniops* sp. (10%), *Skenidioides* (10%), *Christiania* sp. (5%) e *E*. (*Kozlowskites*) sp. (5%).

Comparando com outras ocorrências documentadas da denominada Fauna de *Foliomena*, a associação da localidade PAL-PSA-1 apresenta três géneros (de um total de seis presentes) em comum com a associação da Sardenha (SD) e três com a Boémia (PR), sendo que uma das espécies – *Jezercia ostiaria* – está presente nas três regiões. A associação da localidade PAL-PSA-1 apresenta sete géneros (metade dos identificados) em comum com a associação da Sardenha (SD), seis com a da Boémia (PR) e cinco com a Camada *S. clavifrons* das montanhas Holy Cross da Polónia (HC). A espécie *Dedzetina serpaglii* tinha sido apenas documentada anteriormente no Membro Punta S'Argiola da Formação Domusnovas da Sardenha (Villas *et al.*, 2002). Por último, a associação RC31 apresenta cinco géneros (de um total de seis) em comum com a associação da Sardenha (SD) e três com a dos Alpes Cárnicos (CA) e da Boémia (PR).

- **Implicações biostratigráficas e paleoecológicas**

O dendrograma da análise de clusters modo-Q (Fig. 9.6) diferenciou três clusters principais (1,2 e 3), os quais não parecem ser controlados paleogeograficamente. O Cluster 1 é composto por associações da China (sul, central e noroeste; JL, YC, LX e MX) e pelas do Terreno Chinghiz (CG); o Cluster 2 é composto por um grande número de associações provenientes de localidades muito díspares e o Cluster 3 é composto por associações provenientes da Avalonia (CL, AP e MN), Báltica (SC e HC), leste da China (NJ) e as peri-gondwânicas (PR, SD, CA e as localidades aqui documentadas). Dentro dos clusters principais, os grupos menores indicam já um controlo paleogeográfico.

O Cluster 1 corresponde grosso modo ao "Cluster C" de Zhan & Jin (2005), considerado representante das associações mais antigas da Fauna de *Foliomena*, desde o Darriwiliano (Ordovícico Médio) até ao início do Katiano. A problemática presença neste cluster da associação do Terreno Chinghiz, do final do Katiano, foi justificada por Rong *et al.* (1999) e Popov & Cocks (2014) pela provável inclusão na lista de fósseis de Klenina (1984, p. 124) de material proveniente de vários níveis estratigráficos de idades distintas. O Cluster 2 corresponde aproximadamente ao "Cluster A" de Zhan & Jin (2005), integrando associações de muitas áreas geográficas, com idades desde o Sandbiano superior (Sa2) ao Katiano superior (Ka4) e diferentes condições paleoambientais, desde associações menos profundas às

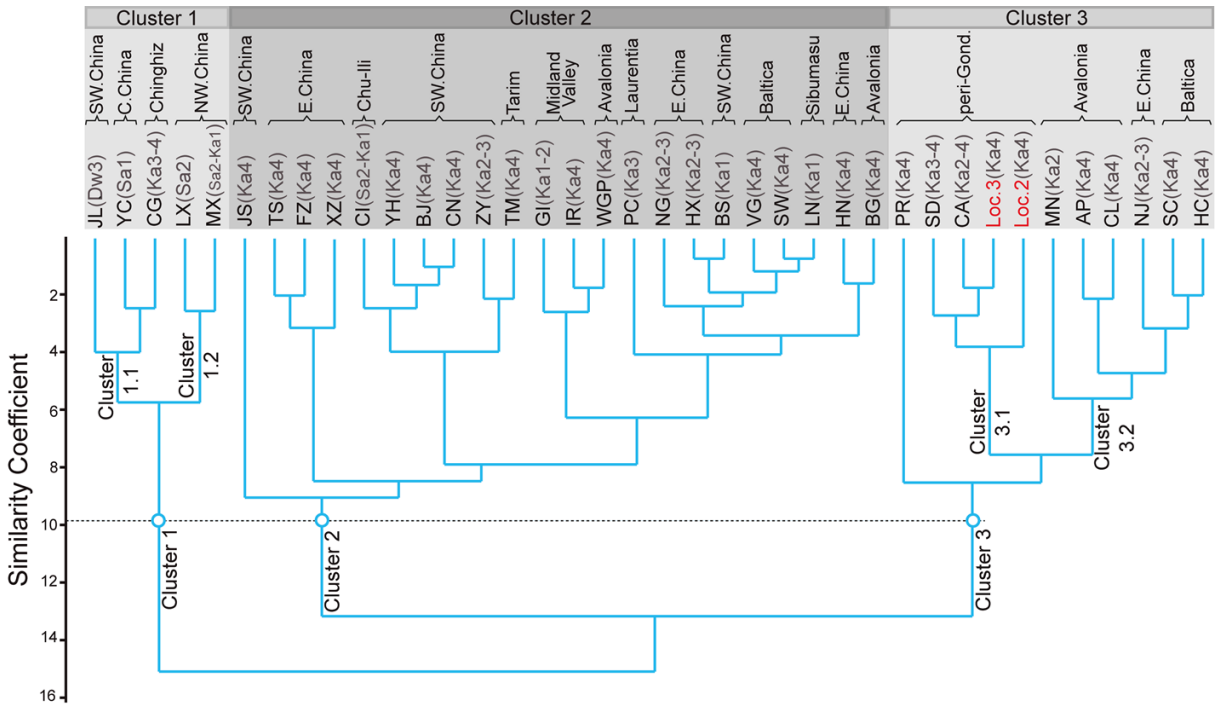


Figura 9.6. Clusters modo-Q (taxa como variáveis) das associações da Fauna de Foliomena usando o algoritmo do método de Ward. Localidades a vermelho representam as duas associações portuguesas (PAL-PSA-1 – locality 2; RC31 – locality 3) incluídas na análise. Abreviaturas: AP: Crugan Mudstone (Afon Penfhos, North Wales); BG: Loc. 74B 21 (Central Belgium); BJ: Lihnsiang Fm (Bijie, Guizhou, SW China); BS: Pupiao Fm (SW China); CA: Uggwa Shale (Carnic Alps, Austria); CG: Akdombak Fm (Chinguiz, Kazakhstan); CI: Anderken Fm (Chu-Ili Range, Kazakhstan); CL: Crugan Mudstone (Crugan Lane, North Wales); CN: Lihnsiang Fm (Sichuan, SW China); FZ: Changwu Fm (Zheijang, E China); GI: Upper Whitehouse Group (Girvan, Scotland); HC: S. clavifrons Bed (Holy Cross Mountains, Poland) (Mergl, 1990); HN: Huangnekang Fm (Zhejiang, E China); HX: Tangtou Fm (Anhui, E China); IR: Slieve Bernagh (County Clare, Ireland); JL: Miaopo Fm (Jieling, SW China); JS: Lihnsiang Fm (Hubei, SW China); LN: Pa Kae Fm (SW Thailand); LX: Pingliang Fm (Shaanxi, NW China); MN: Pyle Mountain Argilite (NE Maine, USA); MX: Pagoda Fm (Shaanxi, NW China); NG: Tangtou Fm (Ahnhui, E China); NJ: Tangtou Fm (Nanjing, E China); PR: Králuv Dvur Fm (Prague, Czech Republic); PSA: Porto de Santa Anna Fm (Portugal); SC: Jerrestad Mudstone (Scania, Sweden); SD: Domusnovas Fm (Sardinia, Italy); SW: Jonstorp Fm (Västergötland, Sweden); TM: Yinpingshan Fm (N China); TS: Changwu Fm (Zhejiang, E China); VG: Ulunda Mudstone (Västergötland, Sweden); WPG: Cwm Clyd Fm (Garth District, C Wales); XZ: Xiazhen Fm (Jiangxi, E China); YC: Miaopo Fm (Hubei, C China); YH: Lihnsiang Fm (Yanhe, Guizhou, SW China); ZY: Chientsaokou Fm (Ghizhou, SW China). Para mais informações, consultar Zhan & Jin (2005)].

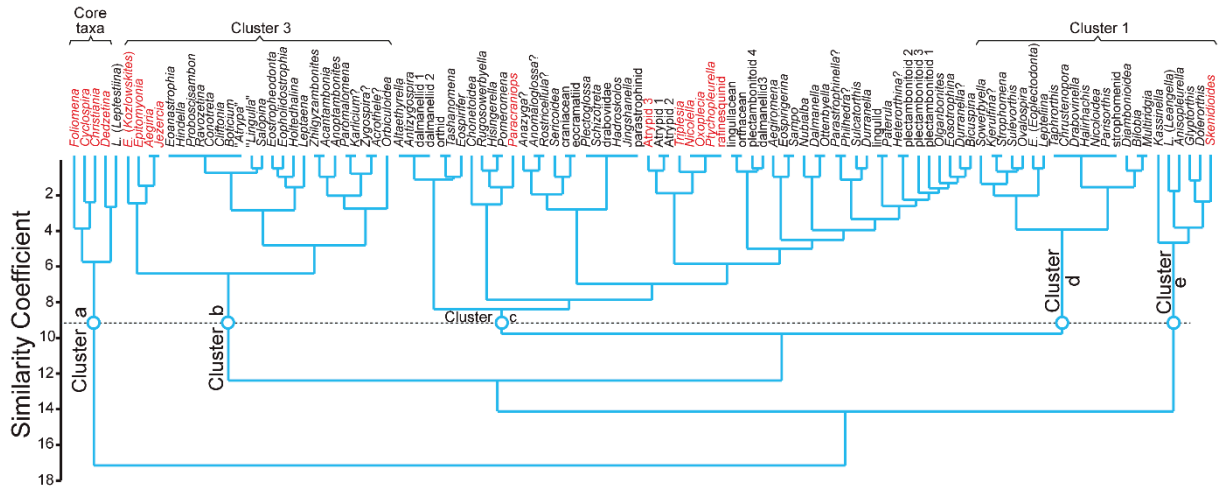


Figura 9.7. Clusters modo-R (associações como variáveis) usando o algoritmo do método de Ward. Para legenda consultar Fig. 9.6.

de ambientes mais profundos (e.g. TM; Zhan *et al.*, 2014). Não obstante a heterogeneidade deste cluster, os grupos menores dentro deste refletem uma tendência paleogeográfica, pela ocorrência de taxa isolados, pelo que mais interpretações serão especulativas. Por último, o Cluster 3 corresponde aproximadamente ao "Cluster B" de Zhan & Jin (2005). A coocorrência na maioria das associações deste cluster dos géneros *Dedzetina, Foliomena, Christiania, Eoplectodonta* (*Kozlowskites*) e *Leangella* (*Leptestiina*), todos de pequenas dimensões, sugere um predomínio de ambientes profundos. As associações do Katiano superior dominam este cluster, distinguindo-se a associação da Boémia (PR), pela presença de taxa exclusivos, e mais dois grupos principais: Cluster 3.1. e Cluster 3.2. Todas as associações peri-gondwânicas, incluindo as aqui analisadas, estão abrangidas pelo Cluster 3.1, caracterizado pela presença dos géneros *Jezercia, Aegiria* e *Skenidioides*. O Cluster 3.2. inclui as associações da Avalónia, leste da China e Báltica, distinguindo-se das peri-gondwânicas pela presença dos géneros *Zygospira, Aegiromena, Acrotele, Anoptambonites, Chonetoidea* e *Orbiculoidea*, entre outros.

A análise de clusters modo-R (Fig. 9.7) mostra que os clusters obtidos pela análise modo-Q estão por vezes condicionados por requisitos ambientais semelhantes ou distribuições estratigráficas. O Cluster "a" está composto pelos taxa-chave da Fauna de *Foliomena, n*omeadamente *Foliomena* (presentes em 90% das associações), *Christiania* (70%), *Dedzetina* (50%), *Cyclospira* (40%) e *Leangella* (*Leptestiina*) (35%). Estes taxa, conjuntamente com *Eoplectodonta (Kozlowskites)* são considerados indicadores de ambientes profundos (Sheehan, 1973; Harper, 1980). O Cluster "b" iclui taxa presentes nas associações agrupadas no Cluster 3. Os clusters "d" e "e" incluem taxa que surgem durante o Ordovícico Médio, como *Dolerorthis, Diambonoidea, Eoplectodonta, Leangella* (*Leangella*) e *Multiridgia*. Estes taxa, juntamente com os do início do Ordovícico Superior, caracterizam as associações da Fauna de *Foliomena* do Sandbiano (Liang *et al.*, 2014). Alguns, *como Kassinella, Multiridgia, Ovalospira* e *Anisopleurella* indicam ambientes relativamente pouco profundos (BA3 inferior a BA4; Percival, 1979; Rong *et al.*, 1994; Zhan *et al.*, 2002; Liang *et al.*, 2014).
A análise de componentes principais reuniu os grupos obtidos pela análise de clusters modo-Q no scatter plot das duas componentes principais (PC1 e PC2). Aproximadamente coincidente com estes dois componentes, Zhan & Jin (2005) reconheceram dois vetores que interpretaram como representantes, respetivamente, gradientes de idade e de profundidade das associações. As mesmas tendências podem ser observadas na Fig. 9.7, com as associações mais antigas de *Foliomena* (Cluster "e") projetadas no canto superior direito do gráfico (Group 1'), com exceção da associação anómala CG (explicado anteriormente), e as associações mais jovens projetadas na região esquerda do gráfico, seguindo aproximadamente o vector 1. Em concordância, as associações com géneros típicos de domínios profundos surgem projetadas na parte positiva (superior) da componente PC2 (associações PR, MN, SC, HC, SD entre outras), enquanto as associações menos profundas surgem projetadas no canto inferior direito do gráfico (XZ, CI, CG, CN, TS e TM, entre outras), seguindo aproximadamente o vetor 2.No que concerne as associações portuguesas estudadas, é importante mencionar que estão integradas no Grupo 3', juntamente com associações típicas de ambientes profundos. De acordo com os resultados, a associação da localidade PAL-PSA-1 (locality 2 na Fig. 9.8) deverá ter habitado um ambiente um pouco mais profundo que a da localidade RC31 (locality 3 na Fig. 9.8). Isto é congruente com a presença na primeira destas localidades de um maior

número de géneros de águas profundas, como *Dedzetina*, *Cyclospira* e *Foliomena*. A coocorrência na localidade PAL-PSA-1 de taxa de ambientes menos profundos, representantes da Fauna de *Nicolella* (*Nicolella*, *Oxoplecia* e *Ptychopleurella*), provavelmente transportados de domínios mais proximais, sugere que esta associação terá habitado domínios menos profundos do que os expectáveis para uma associação típica da Fauna de *Foliomena* (Ba5-6), que não contém estes elementos representados. Isto explicaria a ausência, por exemplo, de trilobites Cyclopygidae, uma presença comum nas associações da Fauna de *Foliomena*.

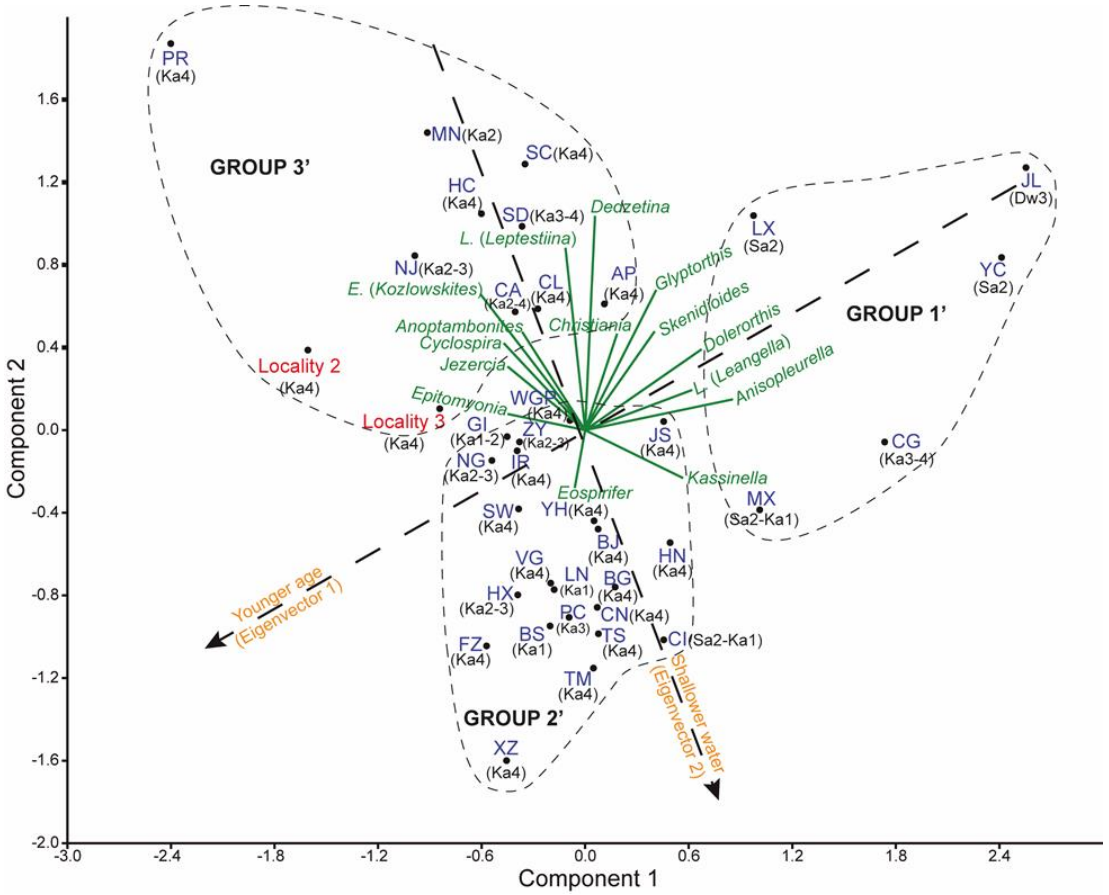


Figura 9.8. Gráfico da análise de componentes de 38 ocorrências globais da Fauna de Foliomena.

9.3. Modelo interpretativo das biofácies

As biofácies diferenciadas e descritas anteriormente, podem ser interpretadas como registando diferentes contextos paleoambientais. O cruzamento das informações sedimentológicas, o conhecimento da autoecologia dos representantes dos géneros estudados e a comparação com outros modelos de biofácies permitem estabelecer um esquema de distribuição paleoambiental das comunidades originais.

A sedimentação é predominantemente siliciclástica durante o Berouniano e Hirnantiano. Porém, no Kralodvoriano o contexto sedimentar seria sobretudo de plataforma carbonatada. Neste sentido, as biofácies diferenciadas serão enquadradas no tipo de plataforma em que foram originadas, sendo discutidas as variações nas associações de biofácies similares mediante o contexto sedimentológico (plataforma siliciclástica/plataforma carbonatada). A sequência do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa compreende quatro ciclos transgressão/regressão menores, incluídos num megaciclo eustático cujo pico transgressivo coincide com a passagem Berouniano inferior/Berouniano médio. As associações fósseis sucessivas refletem estas variações.

9.3.1. Plataforma siliciclástica – Berouniano e Hirnantiano

O estudo da sequência regressiva da Formação Cabeço do Peão permitiu aumentar o conhecimento da distribuição e requisitos ecológicos de muitos taxa. Foi possível documentar verticalmente com algum detalhe as mudanças na constituição das associações (Fig. 9.9), a passagem de uma a outra biofácies, num contexto batimétrico controlado (do mais para o menos profundo): Biofácies Dalmanitidae-Trinucleidae, Biofácies Cheiruridae-Illaenidae e Biofácies *Calymenella-Kloucekia*. De entre as biofácies estudadas, a que indica condições menos profundas é a Biofácies *Calymenella-Kloucekia*. A presença destes géneros em fácies areníticas está detalhadamente documentada (e.g. Henry, 1980a, 1989; Hammann & Leone, 2007), caracterizando os depósitos do Berouniano superior da Iberoarmórica (ver 9.2.2), num contexto de mínimo regressivo. Anteriormente, Hammann & Leone (2007) consideraram a associação *Calymenella boisseli-Dreyfussina exophtalma* uma variante da Biofácies Homalonotidae, documentada desde o Arenigiano até ao Devónico inferior em contexto de fácies areníticas que expressam ambientes pouco profundos, dominados por tempestades. Para a Biofácies *Calymenella-Kloucekia*, Hammann & Leone (2007) estimaram uma profundidade inferior a 50 metros. Em termos das divisões de Boucot (1975) para as comunidades bentónicas, a Biofácies *Calymenella* enquadra-se aproximadamente na subdivisão BA3 inferior, shoreface (Fig. 9.10)

A Biofácies Cheiruridae-Illaenidae está de acordo com a comunidade Cheiruridae-Illaenidae de Fortey (1975), ainda que corresponda a uma condição particular desta biofácies, com predomínio das trilobites Cheiruridae (Sub-biofácies Cheiruridae). Esta biofácies é típica de ambientes pouco profundos, normalmente associados a precipitação carbonatada e *mounds* carbonatados. No Membro Queixopêrra, esta associação ocorre em argilitos e siltitos micáceos. Porém, a abundância de briozoários sugere condições paleoecológicas semelhantes às descritas para esta associação em contexto carbonatado, num paleoambiente onde a taxa de

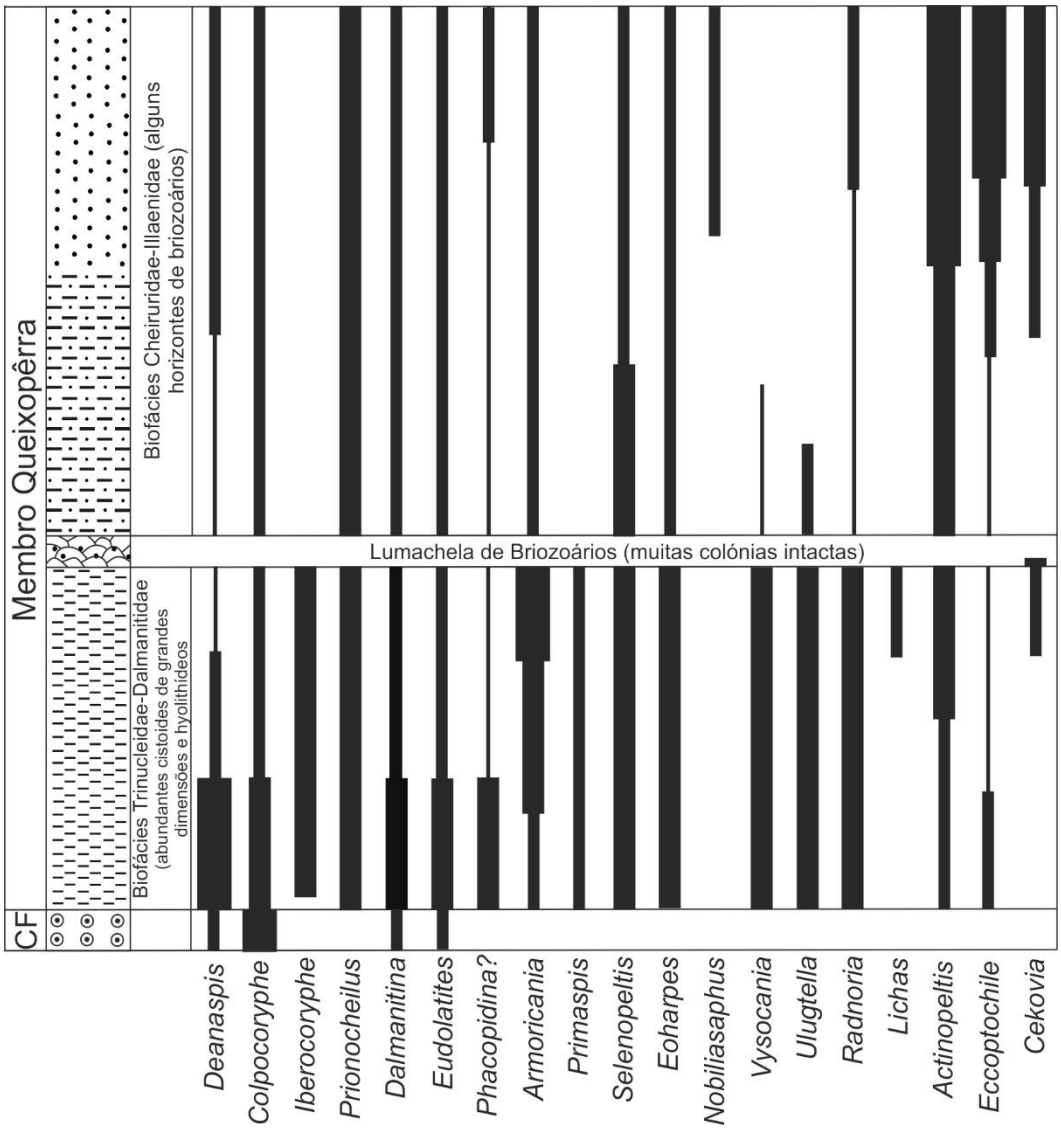


Figura 9.9. Variação relativa aproximada (não absoluta) da abundância de espécimes de géneros de trilobites na secção do Membro Queixopêrra na localidade CRG-FCP-1. CF-Camada Favaçal (largura da banda significa muito abundante, abundante, pouco abundante, em termos de espessura decrescente).

deposição detrítica numa plataforma próxima de uma fonte siliciclástica impediria a formação de calcários biodetríticos. Biofácies semelhantes foram documentadas por Hammann & Leone (2007) no Ordovícico Superior da Sardenha, na Formação Portixeddu (Th3a).

Comparativamente à Biofácies Cheiruridae-Illaenidae descritas por outros autores (e.g. Fortey, 1975; Hammann, 1992), é importante ressalvar que a Sub-biofácies Cheiruridae representará um extremo deste padrão, com baixa frequência de trilobites illaenídeos e ausência de lichídeos, grupo usualmente presente nesta biofácies. Supõe-se que o representante siliciclástico da Biofácies Cheiruridae-Illaenidae (Sub-biofácies Cheiruridae) seja característico de profundidades menores do que o seu correspondente carbonatado (Sub-biofácies Illaenidae).

Em termos de variações nas associações, a passagem gradual entre a Biofácies Cheiruridae-Illaenidae e a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae (Fig. 9.9), num contexto de aumento de profundidade, inclui uma diminuição progressiva de Cheiruridae (*Eccoptochile* e *Actinopeltis*) e de *Cekovia*, acompanhado de um aumento progressivo de odontopleurídeos

(*Selenopeltis*) e da forma cega *Ulugtella*? (que surje já em contexto limítrofe entre ambas as biofácies). A passagem à Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae é marcada pelo aparecimento de *Iberocoryphe*. Este género é um dos característicos da Biofácies Homalonotidae descrita por Henry (1989) e que caracterizou os ambientes muito pouco profundos do Ordovícico Médio. Algumas espécies do mesmo género podem apresentar requisitos ecológicos distintos e/ou alternativamente *Iberocoryphe* poder-se-á ter adaptado a condições mais profundas. Surgem outros odontopleurídeos (*Primaspis*) e grupos ausentes na Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, como Harpetidae (*Eoharpes*) e Lichidae (*Lichas*). O illaenídeo *Vysocania* e o asaphino *Armoricania* tornam-se abundantes. *Vysocania* é dominante nos níveis de ferro oolítico do domínio gondwânico de alta latitude, o que sugere ser típico de condições de profundidade moderada, e *Armoricania*, que deverá pertencer à superfamília Cyclopygoidea (grupo que inclui trilobites de domínios profundos), tem uma distribuição limitada aos setores mais profundos do Maciço Armoricano durante o Ordovícico Médio (Henry, 1989).

Dentro da Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, o aumento de profundidade é acompanhado por um aumento da frequência do trinuclídeo *Deanaspis*, do calymenídeo *Colpocoryphe*, que atinge a sua maior abundância na base da sequência (Camada Favaçal – máximo transgressivo; Biofácies *Colpocoryphe*) e do dalmanitídeo *Dalmanitina* (Fig. 9.9).

As variações descritas e incluídas dentro da Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, deverão estar relacionadas com a profundidade e taxas de sedimentação mais elevadas que poderiam originar em alguns setores ambientes com águas mais turvas, com menor luminosidade e substrato mais instável, justificando estas mudanças na constituição das associações. Variações semelhantes no seio da mesma biofácies foram descritas por Hammann & Leone (2007) na Formação Portixeddu do Ordovícico Superior da Sardenha, para as quais estimaram profundidades entre os 30 e os 70 metros.

A litologia e a associação fossilífera do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão sugerem um ambiente deposicional em plataforma interna com baixo declive, acima do nível de base da ondulação de tempestade. A elevada biodiversidade sugere elevado grau de oxigenação e abundância luz. A presença de organismos bentónicos sésseis indica substrato relativamente firme. Do ponto de vista das divisões de Boucot (1975), as biofácies Cheiruridae-Illaenidae e Trinucleidae-Dalmanitidae dever-se-ão corresponder essencialmente com a BA3, sobretudo a BA3 superior, incluindo ambientes de shoreface inferior a offshore superior.

Em termos batimétricos crescentes, a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae seria seguida da Biofácies *Colpocoryphe*. A passagem a esta biofácies é marcada por uma importante redução da biodiversidade de trilobites e domínio de um táxon, podendo este constituir associações monospecíficas ou próximo dessa condição. A Biofácies *Colpocoryphe* está dominada pelo calymenídeo *Colpocoryphe*, um género que durante o Ordovícico Médio estava invariavelmente presente nas associações de ambientes mais profundos, embora estivesse também representado em fácies de profundidade baixa a moderada (Henry, 1989).

Os géneros representados na Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae cuja abundância aumenta com a profundidade (Fig. 9.9), nomeadamente *Armoricania*, *Selenopeltis* e *Zeliszkella*, são os que permanecem na Biofácies *Colpocoryphe*. A associação desta biofácies completa-se com *Phacopidina?*, *Crozonaspis* e *Eoharpes*. Por último, a Biofácies *Dalmanitina* é dominada pelo dalmanitídeo *Dalmanitina*, estando presentes também os

géneros *Colpocoryhe* e *Crozonaspis*. Durante o Ordovícico Médio, o género *Crozonaspis* está representado nos domínios de profundidade baixa (Biofácies Homalonotidae) a moderada, estando ausente nos setores mais distais. Porém, no Ordovícico Superior é um elemento presente em quase todas as associações, podendo, à semelhança de *Prionocheilus*, ocupar uma ampla faixa batimétrica ou os seus requisitos ecológicos serem distintos a nível específico. A Camada Favaçal é uma unidade condensada que inclui uma superfície de máxima inundação. Na base da unidade são comuns nódulos de material remobilizado, tendo-se a comunidade hoje representada pela Biofácies *Colpocoryphe* estabelecido em condições de muito baixa taxa de sedimentação, contemporânea de uma descida relativa do nível do mar. A Biofácies *Colpocoryphe* inclui associações que se deverão enquadrar na divisão BA4 de Boucot (1975), típicas de offshore inferior.

Entre as biofácies reconhecidas neste trabalho, a Biofácies *Dalmanitina* é a que indica condições mais profundas e distais. Tomando como exemplo as associações da Formação Carregueira no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, as condições de baixa energia e redutoras prevalecentes (sugeridas pelos icnofósseis e pirite sinsedimentar) estariam de acordo com a baixa diversidade que caracteriza esta biofácies. Os dados litológicos sugerem um ambiente de offshore inferior, divisão BA4 de Boucot (1975). A deposição da Formação Carregueira ocorre num contexto de máximo transgressivo, inserido num ciclo maior de transgressão/regressão. A Biofácies *Mucronaspis* deverá ter uma distribuição e enquadramento semelhantes ao da Biofácies *Dalmanitina*.

Por último, é importante referir que a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae poderá também caracterizar depósitos típicos de ambientes protegidos. A distribuição das trilobites Trinucleidae e Dalmanitidae poderá estar mais dependente do tipo de substrato do que da batimetria. São exemplo as associações da Formação Kermeur, semelhantes às da Formação Louredo de Buçaco, cujas sequências sedimentares foram alternativamente interpretadas como depositadas em contexto de laguna protegida (Vidal *et al.*, 2011). Face a esta interpretação, pese embora se tenha interpretado a associação do Parautóctone de Alcaravela (secção 9.2.) como mais distal e profunda, não se pode excluir a possibilidade de esta representar na verdade o contexto de uma laguna protegida.

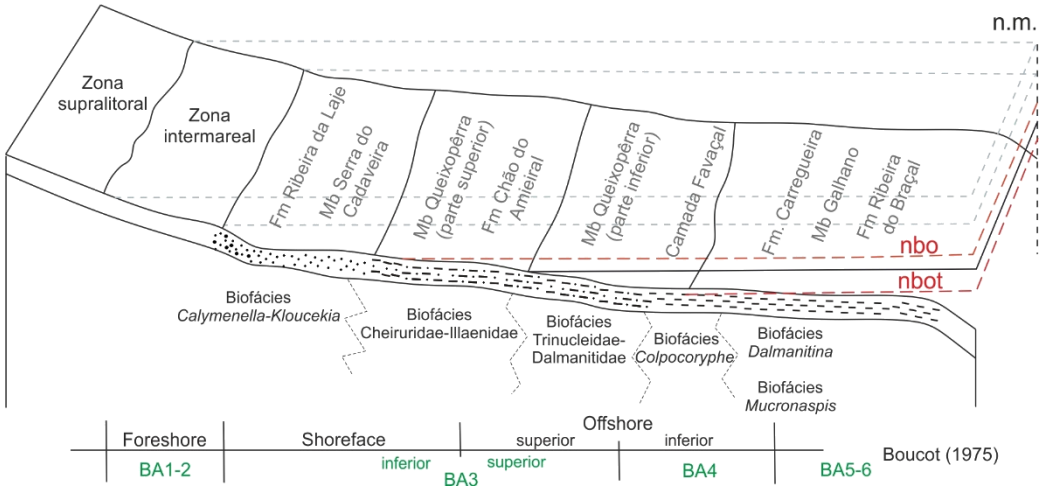


Figura 9.10. Distribuição das biofácies de trilobites diferenciadas numa plataforma siliciclástica hipotética. n.m, nível do mae; nbo, nível base da ondulação; nbot, nível base da ondulação de tempestade; Fm, Formação; Mb, Membro. Embora não representado, a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae pode estar também representada em contexto de laguna protegida.

9.3.2. Plataforma carbonatada – Kralodvoriano

Durante o final do Berouniano e o Kralodvoriano, a plataforma dominantemente siliciclástica que caracterizou a região iberoarmoricana durante o Ordovícico Inferior, Médio e parte do Superior terá dado lugar a uma plataforma sobretudo carbonatada, mudanças que estarão relacionadas com o evento Boda de aquecimento global (Fortey & Cocks, 2005), mas também com uma redução do acarreio detrítico continental, possivelmente resultado da diminuição dos relevos emersos, erodidos durante o Berouniano. Com base nas associações de trilobites dos depósitos do Kralodvoriano distinguiram-se três biofácies: Biofácies Cheiruridae-Illaenidae (Sub-biofácies Illaenidae), Biofácies *Ovalocephalus* e Biofácies *Phillipsinella*. Todas foram distinguidas na sequência do Sinclinal de Buçaco, uma vez que os depósitos desta idade estão ausentes nas restantes estruturas estudadas (exceção ao Sinclinal do Fajão-Moradal, onde estão representadas apenas fácies vulcânicas).

De entre as associações distinguidas, a que indica uma posição mais proximal numa plataforma carbonatada hipotética (Fig. 9.11) é a Biofácies Cheiruridae-Illaenidae (Sub-biofácies Illaenidae). Esta biofácies está de acordo com a comunidade Cheiruridae-Illaenidae de Fortey (1975), sendo considerada característica do bordo da plataforma, em contexto de transição plataforma/talude e *mounds* carbonatados. Esta comunidade, dominada por trilobites Illaenina-Cheirurina e Lichida, reconhece-se nestes contextos paleoambientais desde o Ordovícico até ao Devónico. Em termos de grupos dominantes, o equivalente em condições de sedimentação siliciclástica (Sub-biofácies Cheiruridae) caracteriza-se por uma maior representação de Cheiruridae face a Illaenidae e pela ausência de grupos usualmente presentes em condições de plataforma carbonatada, e.g. Lichidae e Odontopleuridae. Em termos batimétricos, a Sub-biofácies Cheiruridae indica ambientes mais proximais e menos profundos que a Sub-biofácies Illaenidae. A associação do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna representa uma condição intermédia entre ambas as associações (plataforma mista). Em termos deposicionais, as fácies desta unidade deverão corresponder a uma situação de transição entre o regime siliciclástico e o carbonatado, indicado pela sequência da Formação Porto de Santa Anna que intercala rochas silicificadas na sua metade superior (que seriam originalmente carbonatos) e passa lateralmente à Formação Ferradosa de natureza carbonatada.

Em termos paleoecológicos, as trilobites lichídeos têm maior afinidade com sedimentos siliciclásticos finos ou carbonatados, depositados em águas pouco profundas (Thomas & Lane, 1989), o que poderia explicar a sua ausência ou rara representação nas associações do Berouniano médio atribuídas à Biofácies Cheiruridae-Illaenidae. A associação de trilobites do Membro Leira Má apresenta ainda alguns representantes da associação típica da Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, tendo algumas semelhanças com a associação de trilobites da Formação Bancos Mixtos, descrita por Hammann (1976). Esta última apresenta muitos taxa em comum com a associação portuguesa, diferenciando-se porém em termos percentuais, uma vez que está dominada por trinuclídeos (*Onnia*?; 36%), illaenídeos (*Cekovia* e *Vysocania*; 26,5%) e dalmanitídeos (*Chattiaspis, Eudolatites* e *Dalmanitina,* 12%) As diferenças entre estas duas associações tão semelhantes espelha a passagem lateral/vertical existente entre a Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae e a Biofácies Cheiruridae-Illaenidae,

onde os taxa representados são os mesmos mas as suas abundâncias estão relacionadas com fatores ecológicos como a profundidade, acarreio siliciclástico, taxa de sedimentação, tipo de substrato, entre outras.

No que diz respeito à Formação Ferradosa, a Biofácies Cheiruridae-Illaenidae é semelhante à do Membro Rebollarejo da Formação Caliza de Cistoideos de Espanha, típica de calcários bioesparríticos, tendo Hammann (1992) interpretado para a deposição desta unidade um contexto de positivo morfológico (*mound*) numa plataforma sem nenhum acarreio terrígeno, em águas com um hidrodinamismo baixo a moderado, sob o nível de base da ondulação.

À Biofacies Cheiruridae-Illaenidae seguir-se-iam batimetricamente abaixo, a Biofácies *Ovalocephalus* e a Biofácies *Phillipsinella* (Fig. 9.11). O sedimento de grão muito fino (margas amarelas barrentas) e a abundância de *Ovalocephalus* sugerem condições de hidrodinamismo baixo, em contexto de plataforma externa e profundidades moderadas. Na Formação Domusnovas da Sardenha, Hammann & Leone (2007) descreveram uma associação dominada por *Ovalocephalus,* na qual está também representado o trinucleídeo *Nankinolithus,* para o qual foram interpretados requisitos ecológicos muito restritos, nomeadamente profundidades entre 70 e 100 metros em ambientes de off-shore inferior (Zhou *et al.*, 1992). Porém, Hammann (1992) considerou que *Ovalocephalus* teria uma tolerância batimétrica muito superior, podendo ocorrer desde profundidades reduzidas, da Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, até às Biofácies Cyclopygidae, mais profundas (Hammann, 1992). A distribuição de *Ovalocephalus* sugere assim depender sobretudo do tipo de substrato, tendo preferência por sedimentos carbonatados finos depositados em condições de baixa taxa de sedimentação, evitando ambientes com acarreio siliciclástico.

Na Formação Caliza de Cistoideos, de Espanha, *Ovalocephalus* cf. *tetrasulcatus* é a espécie dominante no Membro Rebosilla. A associação *Ovalocephalus-Lichas,* como designada por Hammann (1992), ocorre também em fácies argilosas, tendo o autor interpretado a sua deposição num contexto morfológico negativo com fornecimento de finos como micrite e argilas, cuja decantação implicaria um hidrodinamismo baixo. O género *Ovalocephalus* tem a sua máxima proliferação nas fácies de sedimento fino da plataforma externa. A Biofácies de *Phillipsinella* seria típica já de plataforma externa, como indica a restante associação fossilífera do topo da Formação Porto de Santa Anna, onde foi reconhecida (Fauna de *Foliomena,* ver secção 9.2), tendo um controlo sobretudo batimétrico.

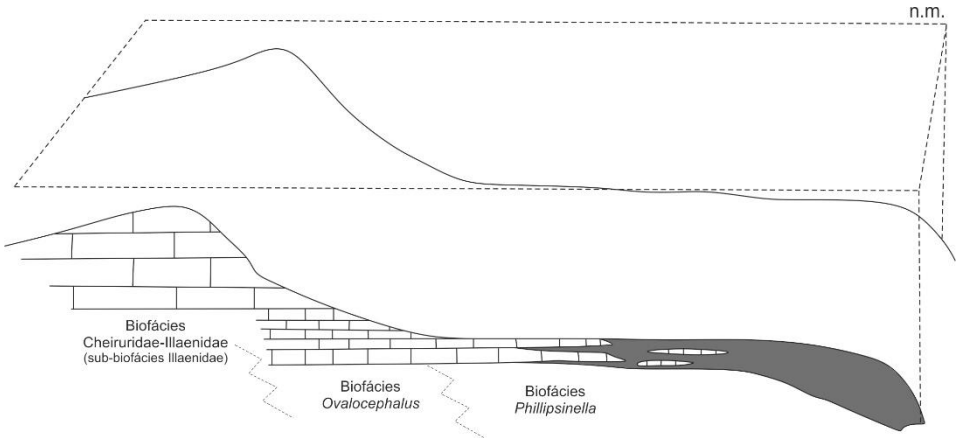


Figura 9.11. Distribuição das biofácies de trilobites diferenciadas numa plataforma carbonatada hipotética. n.m., nível médio do mar.

Do ponto de vista de substrato, a distribuição de *Phillipsinella* parece denotar que as espécies do morfogrupo *P. matutina*, como é o caso de *P. lusitanica*, ocupavam preferentemente substratos carbonatados, ao passo que as do morfogrupo *P. parabola* parecem encontrar-se preferencialmente em substratos siliciclásticos. De facto, a litologia do topo da Formação Porto de Santa Anna no setor de Palheiros intercala níveis de carbonatos e margas finas (é nestas últimas que ocorre a associação de *Phillipsinella*), o que poderá estar relacionado com a passagem lateral da Formação Porto de Santa Anna à carbonatada Formação Ferradosa que ocorre imediatamente a sul de Palheiros, em Sazes de Lorvão.

A associação interpretada como representante da Fauna de *Foliomena* do topo da Formação Porto de Santa Anna, indica condições de plataforma externa, mais profunda que os ambientes até então documentados nas sequências do Ordovícico Superior de Portugal, sugerindo, porém, condições de menor profundidade do que as clássicas associações do Katiano da Fauna de *Foliomena*. Esta situação foi também já descrita por Villas *et al.* (2002, p. 274) no Ordovícico Superior da Sardenha.

9.4. Autoecologia de taxa selecionados

Os princípios através dos quais se pode inferir o modo de vida das trilobites foram revistos por Fortey (1985), Thomas & Lane (1989) e Whittington (1997). Nas últimas décadas, os estudos dedicados à autoecologia de trilobites têm ganho algum destaque, debruçando-se sobre comportamentos peculiares das trilobites, em geral, e/ou de taxa concretos (e.g. Chatterton *et al.*, 2003; Paterson *et al.*, 2007; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009, 2017). Perspetivas gerais, ao nível da família, sobre o modo de vida das trilobites representadas nas sequências do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa foram expostas anteriormente em diversos trabalhos, pelo que se optou por selecionar alguns taxa e/ou comportamentos cujos registos portugueses estudados neste trabalho permitiram acrescentar dados novos.

9.4.1 Ocupismo: estratégias de vida de Harpetidae

- **Introdução**

Os trabalhos de prospeção paleontológica no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão permitiram constatar de forma iterada um comportamento descrito para as trilobites desde os trabalhos pioneiros sobre o grupo, reconhecido no registo fossilífero por ocorrência de preservação abrigada (sheltered preservation *sensu* Maeda, 1991).

O primeiro autor a documentar um caso de preservação abrigada em trilobites foi Barrande (1872), que descreveu um espécime de *Encruniraspis beaumonti* (Barrande) preservado no interior de uma concha do nautiloide ortocónico *Sphooceras truncatum* (Barrande) do Silúrico da República Checa (Barrande, 1872, est. 9, figs. 24-26; Davis *et al.*, 2001, fig. 1). Porém, apenas mais de 50 anos depois, Harry Ladd interpretou pela primeira vez que a ocorrência de trilobites dentro de outras conchas reflete comportamentos destes organismos e não uma casualidade tafonómica: "The commonest of the fossil associated with *Vogdesia* are the large cephalopods. (…) Evidently the dead shells of the large cephalopods served as retreats or molting places for *Vogdesia* (…)" (Ladd, 1928, p. 387). Este autor foi o primeiro não só a reconhecer um comportamento biológico na preservação abrigada de trilobites, como sugeriu que as trilobites do género *Vodgesia* utilizariam as conchas roladas de grandes cefalópodes (i.e., numa fase *post-mortem* destes) como refúgio.

Várias décadas depois, o tema é retomado por Brett (1977), que descreve um phacopídeo devónico preservado dentro de uma concha fechada de braquiópode, condição que o autor interpreta como um micro-habitat protegido aproveitado pela trilobite. Na década de 1990, Brandt (1993) descreveu trilobites preservadas dentro de conchas de gastrópodes e no ano seguinte, Mikulic (1994) interpretou a preservação abrigada de trilobites como procura de refúgio para efetuar a muda, à semelhança do que interpretara Ladd (1928), ou ainda para reprodução, alojamento ou procura de alimento.

Em 2001, Davis *et al.* (2001) dedicaram um trabalho aos registos de trilobites preservadas no interior de conchas de cefalópodes, documentando vários exemplos mundiais e discutindo que condições poderão ter levado à preservação abrigada. Para estes autores, muitas das situações deverão resultar de casualidade tafonómica, por transporte *post-mortem*

de carapaças de trilobites ou de exúvias, mas várias outras situações comprovam as interpretações de Ladd (1928) e Mikulic (1994), com a preservação de espécimes da mesma espécie, espécimes enrolados e/ou exúvias. Desde o trabalho de Davis *et al.* (2001), nos últimos 15 anos surgiram publicações com novas ocorrências deste fenómeno, não só preservação abrigada de trilobites dentro de cefalópodes, mas também no interior de conchas de outros organismos (e.g. hyolithídeos, Fatka *et al.*, 2008, 2009; Valent *et al.*, 2008; Fatka & Kozák, 2014) e, inclusive, sob exúvias de outras trilobites de maiores dimensões (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009; Fatka & Budil, 2014) e até em túneis previamente escavados por outros organismos (Chatterton *et al.*, 2003; Sá *et al.*, 2006; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009).

- **Preservação abrigada de trilobites: dados atuais**

Atualmente, são conhecidos cerca de 20 registos de preservação abrigada de trilobites, que incluem aproximadamente 50 espécimes (por vezes ocorre mais do que um espécime dentro de uma mesma concha-abrigo), desde o Câmbrico até ao Devónico (Fig. 9.12b; Ladd, 1929; Brett, 1977; Brandt, 1993; Mikulic, 1994; Chatterton *et al.*, 2003; Davis *et al.*, 2003; Fatka *et al.*, 2008, 2009; Valent *et al.*, 2008; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2009; Rakosinski, 2009; Zwanzig & Liebermann, 2012, 2013; Fatka & Budil, 2014; Fatka & Kozák, 2014). A maioria das ocorrências são do Ordovícico e destas, mais de metade provêm de níveis do Ordovícico Superior. Mais de metade das ocorrências são em conchas de cefalópodes, mas existe um

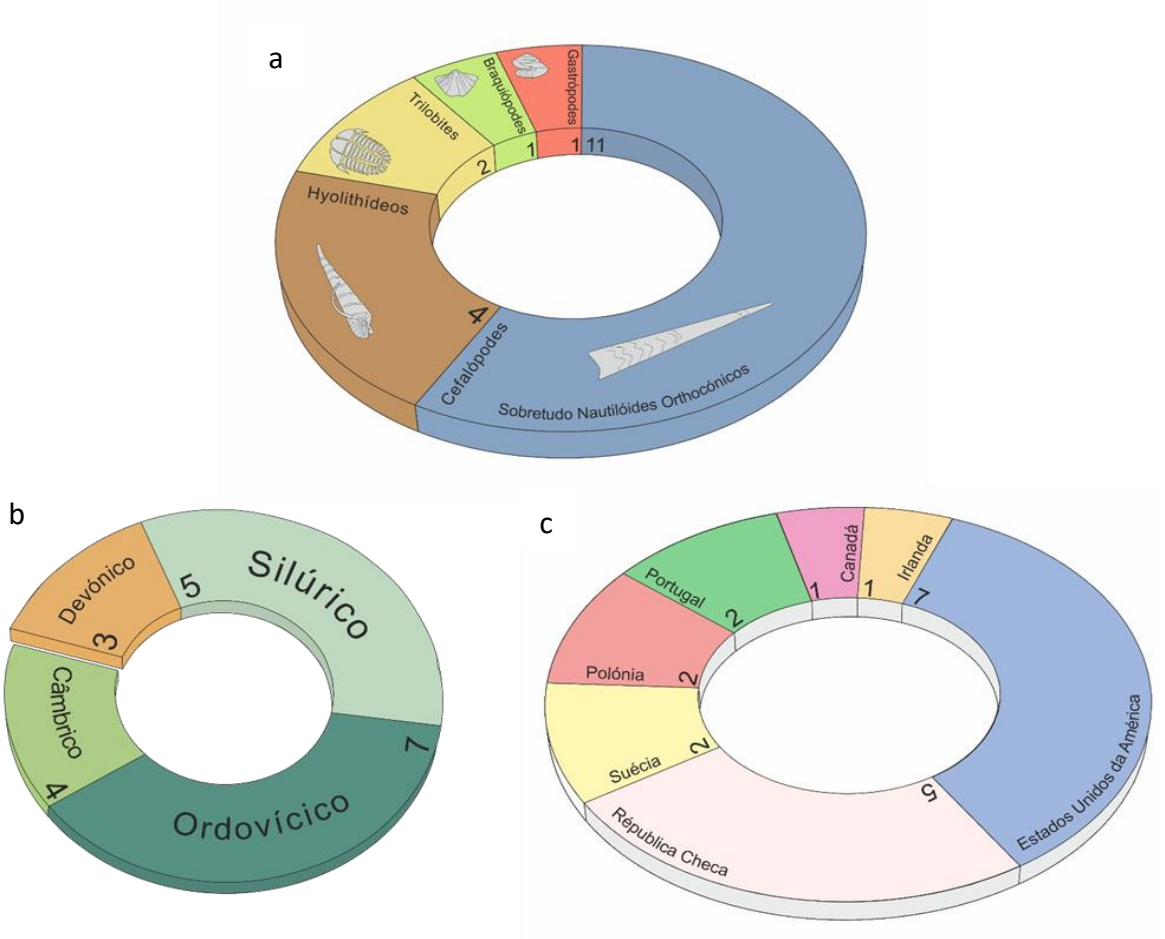


Figura 9.12. Preservação abrigada em trilobites: número de ocorrências por hospedeiro (a), por período geológico (b) e por país (c).

número significativo de ocorrências em conchas de hyolithídeos e ainda em braquiópodes, gastrópodes e sob exúvias de trilobites (Fig. 9.12a). Casos de preservação abrigada de trilobites foram até ao momento documentados em sete países, sendo que a maioria dos registos provém dos Estados Unidos da América e da República Checa (Fig. 9.12c).

A preservação abrigada no registo fóssil não é exclusiva das trilobites, existindo exemplos de cefalópodes, bivalves, equinodermes, peixes, caranguejos eremitas, lagostas e plantas preservados no interior de conchas de outros organismos, desde o Câmbrico até à atualidade (e.g., Fraaije, 2003; Fraaije & Pennings, 2006, Landman *et al*., 2014). Num trabalho de revisão, Rakocinski (2009) elencou e sintetizou as ocorrências conhecidas de vários organismos dentro de conchas de cefalópodes, trabalho para o qual se remete a leitura para uma compilação mais detalhada destas ocorrências.

- **Resultados**

Neste trabalho, são descritas seis novas ocorrências de fósseis de trilobites preservados dentro de conchas de cefalópodes ortocónicos. Anteriormente, Gutiérrez-Marco *et al*. (2009) haviam já documentado a preservação abrigada de fósseis de trilobites no Ordovícico de Portugal, tendo descrito exosqueletos de *Placoparia cambriensis* Hicks sob um toracopigídio de grandes dimensões de *Ogyginus forteyi* (Rábano), do Oretaniano da Formação Valongo no Sinclinal de Arouca.

As novas ocorrências provêm todas de uma mesma jazida (CRG-FCP-1) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro). Todas as ocorrências correspondem à mesma associação: a espécie *Eoharpes macaoensis* dentro da câmara de habitação de cefalópodes ortocónicos. Esta espécie de trilobite, não sendo rara, não é muito abundante nesta jazida (8% da totalidade das trilobites na parte inferior do Membro Queixopêrra – Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae; e 5% da totalidade de trilobites na parte superior da unidade – Biofácies Cheiruridae-Illaenidae) e, à semelhança dos restantes taxa de trilobites representados, surge preservada sobretudo fora das conchas de cefalópodes, acumulada com fragmentos de outras espécies.

Das seis conchas de cefalópodes com *Eoharpes macaoensis* preservada no seu interior, três contêm dois espécimes e as outras três apenas um, resultando num total de nove espécimes de *Eoharpes macaoensis* em condição de preservação abrigada.

- **CMP0140 (Figs. 9.13, 9.15)**

Esta amostra consiste em dois espécimes de *Eoharpes macaoensis* juntos no preenchimento da câmara de habitação de um cefalópode. Os espécimes têm dimensões semelhantes, devendo corresponder ao mesmo estado holaspis ou ter idade próxima. O facto de estarem articulados e com a parte posterior do tórax e pigídio flexionado (não preservado por fratura atual), sugere que correspondem a cadáveres e não a exúvias. Os espécimes estão invertidos dorsoventralmente entre si.

- **CMP0212 (Figs. 9.14, 9.16)**

À semelhança da anterior, também esta amostra corresponde a dois espécimes de *Eoharpes macaoensis* de dimensões similares no preenchimento da câmara de

habitação de um cefalópode. Pela fragilidade do material, os espécimes não foram limpos, mas parecem estar articulados. A sua disposição em extremidades opostas do preenchimento da câmara e dorsoventralmente invertidos entre si, sugere que estariam enterrados no sedimento existente dentro da concha.

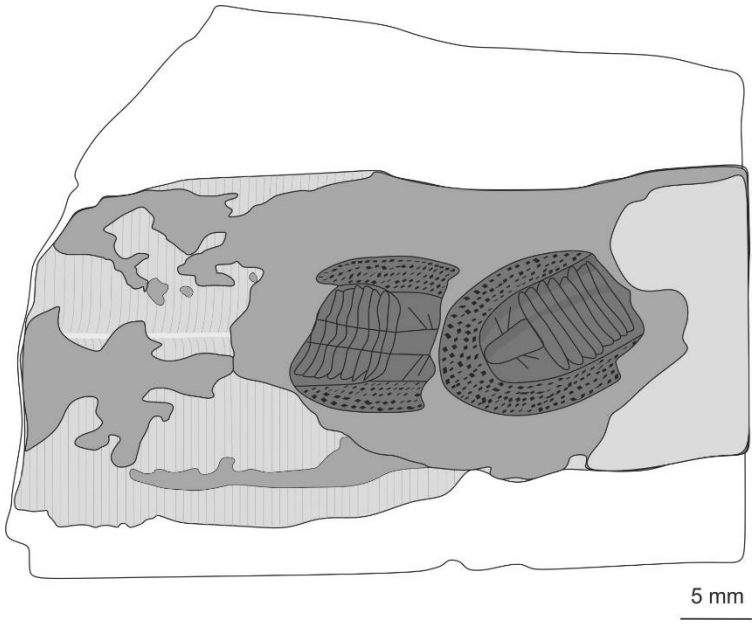


Figura 9.13. Ilustração esquemática do exemplar CMP0140 (ver Fig. 9.15), correspondendo aos moldes interno (exemplar da esquerda) e externo (o da direita) de duas carapaças de *Eoharpes macaoensis* preservadas no interior da câmara de habitação de um cefalópode. A cinzento claro o molde externo da concha de cefalópode, a cinzento o sedimento que constitui o molde interno da concha do cefalópode e a cinzento escuro os fósseis das trilobites.

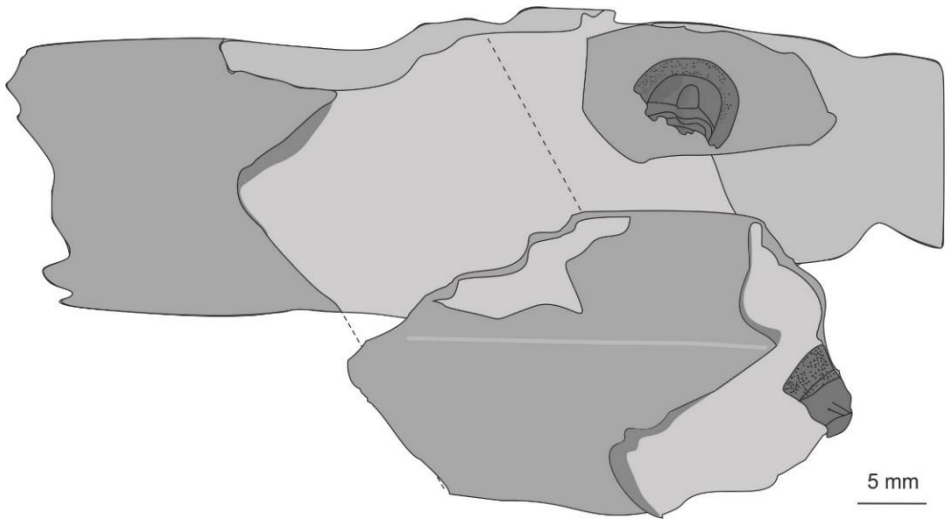


Figura 9.14. Ilustração esquemática do exemplar CMP0212 (ver Fig. 9.16), correspondendo ao molde interno/externo? de um cefalotórax e parte de um cefalão de *Eoharpes macaoensis*, preservados no interior da câmara de habitação de um cefalópode (do seu molde interno).



Figura 9.15. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMP0140). a, c – vista dorsal (a) e vista oblíqua (c) de molde externo de concha de cefalópode incluindo no preenchimento um molde interno e um molde externo de carapaças de Eoharpes macaoensis; b – vista dorsal de molde interno de carapaça correspondente do molde externo de Eoharpes macaoensis figurada em a e c. Escala = 5 mm.

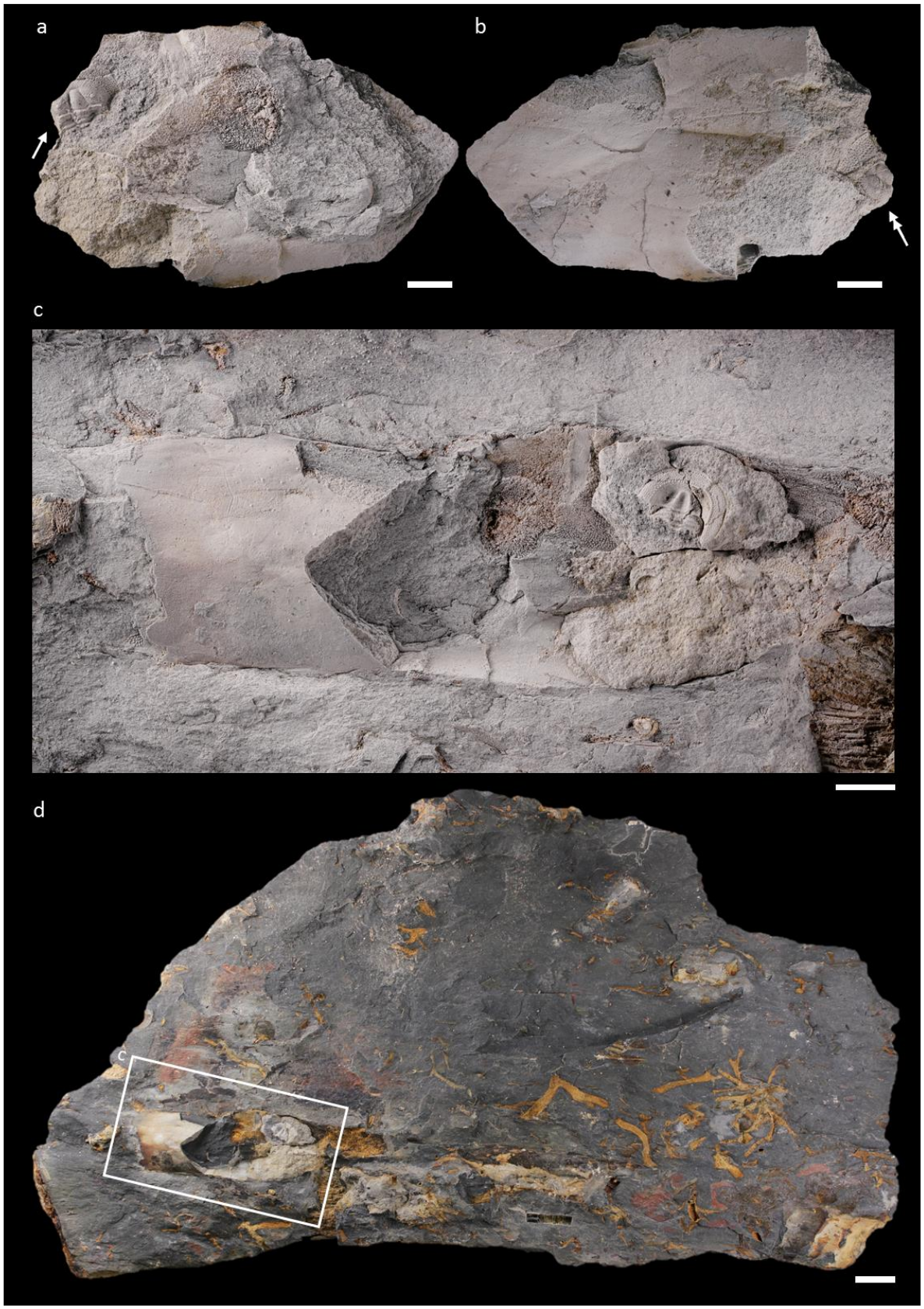


Figura 9.16. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMP0212). a, b – vista dorsal e ventral de molde interno de concha de cefalópode incluindo molde interno de cefalotórax (seta) e molde interno de cefalão (dupla seta) ; c – vista dorsal de molde externo de cefalotórax correspondente do molde interno figurado em a, preservado no molde interno da concha de um cefalópode; d) vista dorsal geral da amostra CMP0212 com área representada em c. Escala = 5 mm.

- **CMP0142 (Figs. 9.17, 9.18, 9.19)**

Esta amostra corresponde também a dois espécimes de *Eoharpes macaoensis* preservados no preenchimento da câmara de habitação de um cefalópode, porém os espécimes têm dimensões distintas. Ambos estão articulados, estando o de menores dimensões completamente enrolado e o espécime maior com o pigídio flexionado ventralmente. Embora um dos espécimes esteja enrolado, a orientação dorsoventral cefálica de ambos é coincidente. No preenchimento da concha observa-se também o molde de um fragmento de briozoário.

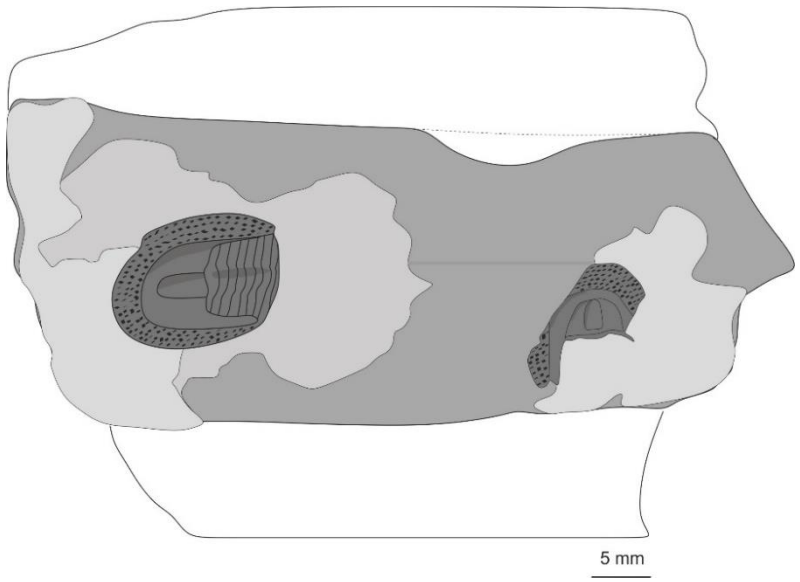


Figura 9.17. Ilustração esquemática do exemplar CMP0142 (ver Fig. 9.19), correspondendo aos moldes externos de duas carapaças de *Eoharpes macaoensis* preservadas no interior da câmara de habitação de um cefalópode.



Figura 9.18. Ilustração esquemática do exemplar CMP0142 (ver Fig. 9.19), correspondendo ao molde conjugado do molde interno ilustrado na Fig. 9.17, preservando o molde interno de uma carapaça enrolada de *Eoharpes macaoensis*.

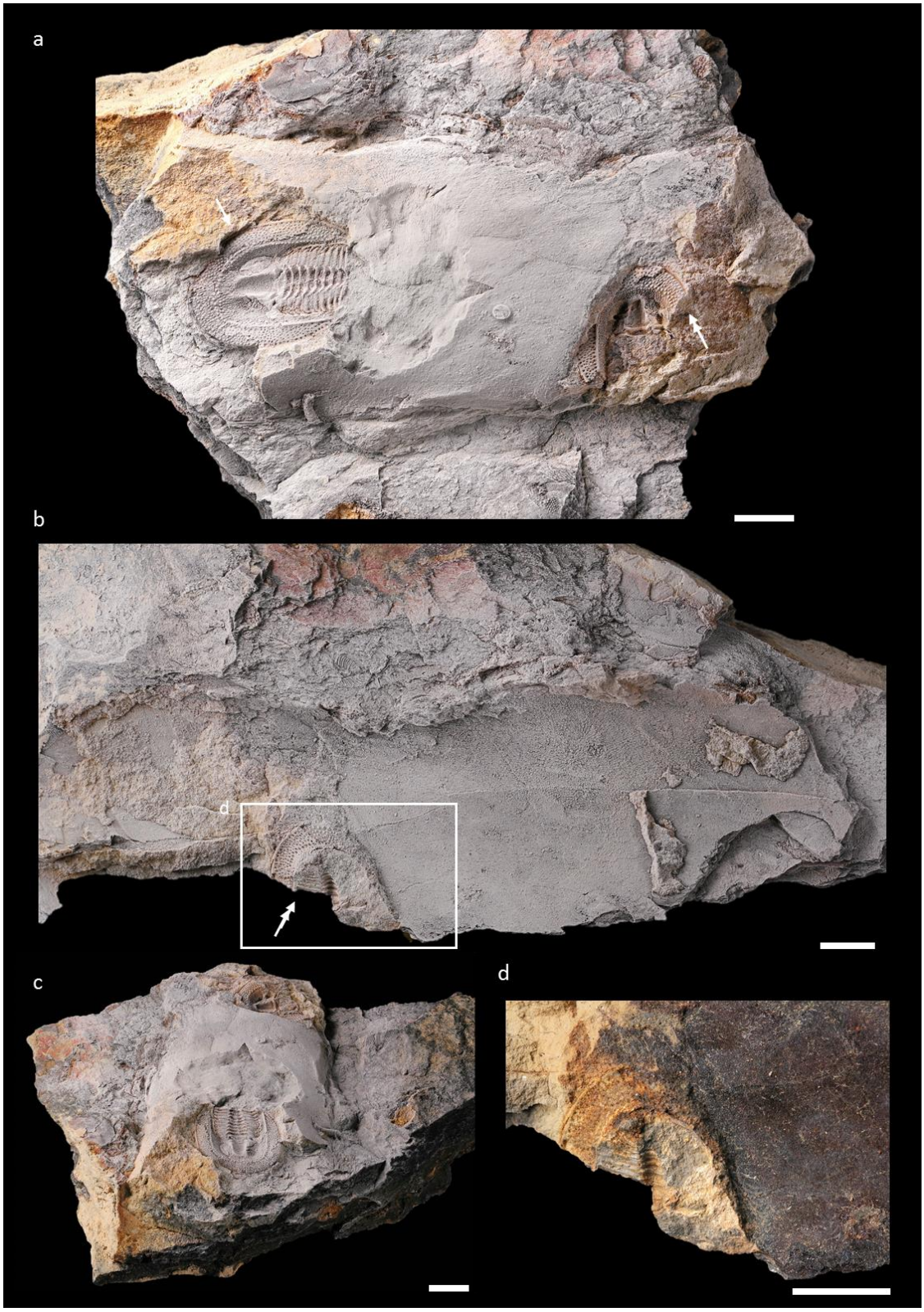


Figura 9.19. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMP0142). a, c – vista dorsal (a) e oblíqua (c) de molde interno de concha de cefalópode incluindo molde externo de cefalotórax (seta) e molde externo de cefalão (dupla seta); c,d – vista dorsal do molde externo corresponde de a,c, de concha de cefalópodede, incluindo o molde de carapaça enrolada figurado em a,c (dupla seta); d, detalhe da carapaça enrolada. Escala = 5 mm.

- **CMP0141 (Figs. 9.20, 9.22)**

Esta amostra consiste num único espécime de *Eoharpes macaoensis* preservado no preenchimento da câmara de habitação de um cefalópode de pequenas dimensões. Embora desarticulado, o espécime de *E. macaoensis* apresenta o toracopigídio articulado e, sob este, observa-se parte do limbo cefálico invertido dorsoventralmente em relação ao pigídio. Embora a débil preservação não permita observar a posição dos escleritos de forma esclarecedora, a disposição descrita sugere tratar-se de uma exúvia resultado de um processo de muda salteriano (ver Speyer, 1985). Durante este processo, a trilobite flexionaria o corpo, desarticulando a carapaça dorsal no contacto cefalão-tórax e invertendo a exúvia do cefalão em relação ao do toracopigídio, para saída da trilobite (Fig. 9.26).

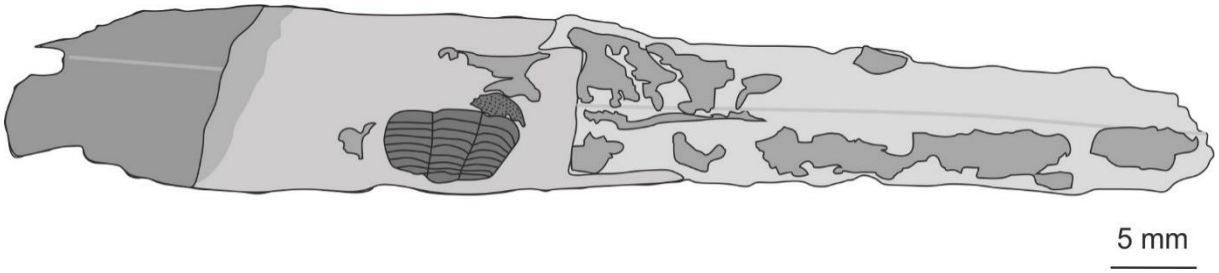


Figura 9.20. Ilustração esquemática do exemplar CMP0141 (ver Fig. 9.22), correspondendo ao molde externo e parte do interno de uma concha de cefalópode, preservando o molde de uma exúvia de *Eoharpes macaoensis*.

- **CMG0093 (Figs. 9.21, 9.23)**

Esta amostra consiste num único espécime de *Eoharpes macoensis* preservado no preenchimento da câmara de habitação de um cefalópode. O fóssil preserva apenas o cefalão. Porém, a ausência do restante preenchimento da câmara de habitação não permite verificar se o espécime estaria ou não articulado ou se constitui uma exúvia.

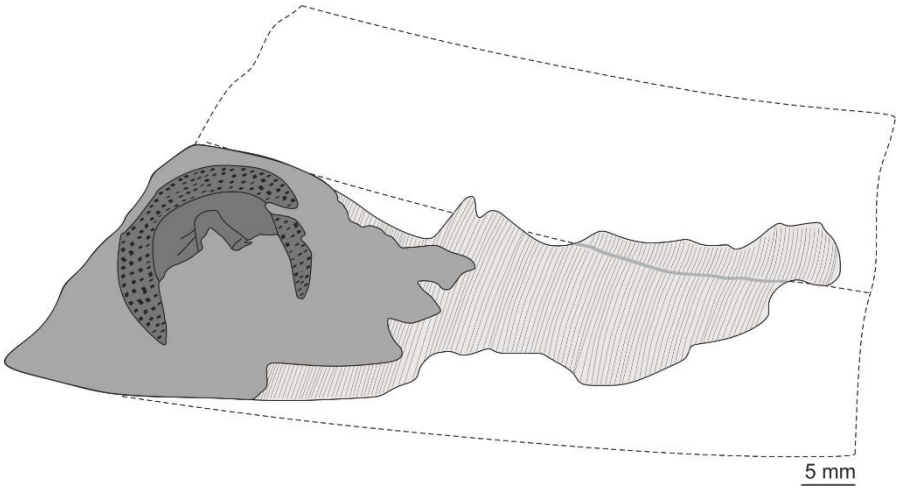


Figura 9.21. Ilustração esquemática do exemplar CMG0093 (ver Fig. 9.23), correspondendo ao molde externo e parte do interno de uma concha de cefalópode, preservando o molde interno de um cefalão de *Eoharpes macaoensis.*

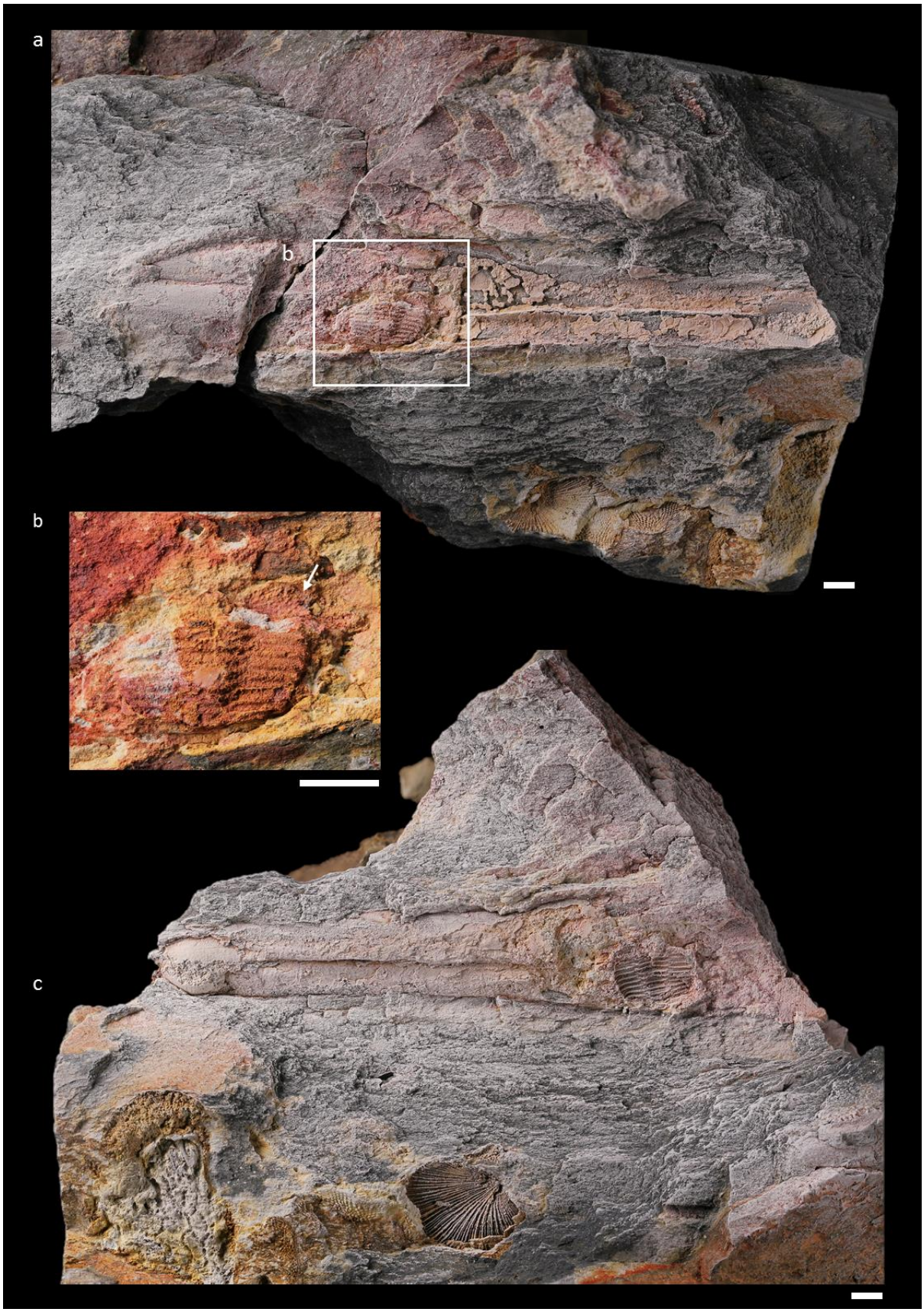


Figura 9.22. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMP0141). a, b – molde e respetivo molde conjugado da concha de um cefalópode incluindo o molde de uma exúvia em modo de muda salteriano de Eoharpes macaoensis; b, detalhe do exúvia de *E. macaoensis*, observando-se o molde interno do toracopigídio e parte do molde externo do cefalão (seta) desarticulado e invertido em relação ao toracopigídio. Escala = 5 mm.



Figura 9.23. Eoharpes macaoensis do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMG0093). Vista dorsal de molde interno de cefalão preservado no preenchimento de um molde externo de concha de cefalópode. Escala = 5 mm.

- **CMP0211 (Figs. 9.24, 9.25)**

Esta amostra consiste num único espécime de *Eoharpes macoensis* preservado no preenchimento da câmara de habitação de um cefalópode, articulado e possivelmente estaria completo (uma fratura na zona posterior do tórax impediu a preservação da totalidade da carapaça). No preenchimento da câmara de habitação do cefalópode foram também encontrados três moldes que poderão corresponder a escleritos de trilobites illaenídeos de pequenas dimensões.

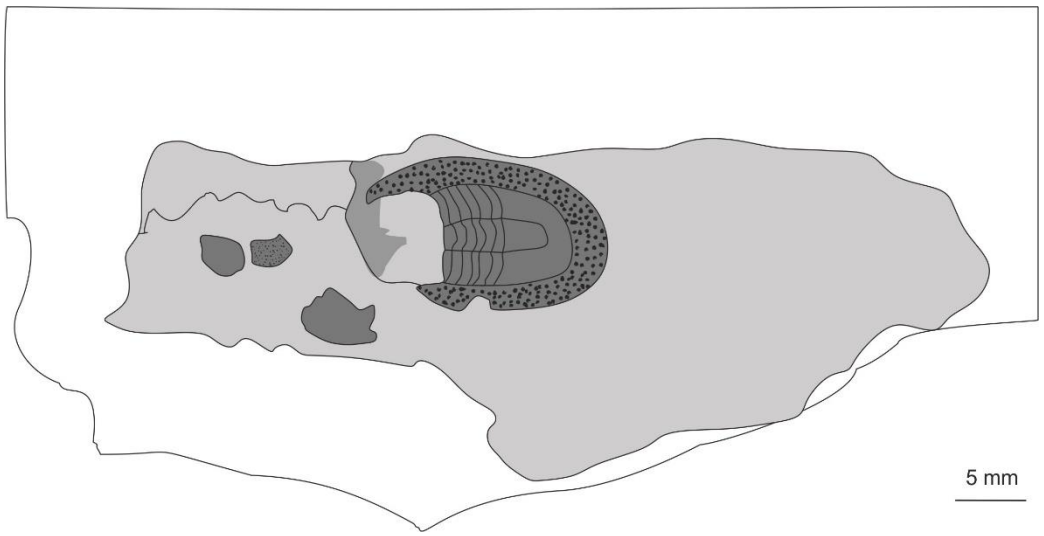


Figura 9.24. Ilustração esquemática do exemplar CMP02113 (ver Fig. 9.25), correspondendo ao molde interno de concha de cefalópode, preservando o molde interno de um toracopigídio de *Eoharpes macaoensis*.



Figura 9.25. *Eoharpes macaoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Mação (localidade CRG-FCP-1) preservada no interior de concha de cefalópode (CMP0211). Molde interno de uma concha de cefalópode, incluindo o molde interno de um cefalotórax de *E. macaoensis*. Escala = 5 mm.

- **Discussão e conclusão**

O transporte tafonómico *post-mortem* pode, por casualidade, preencher as conchas de cefalópodes aleatoriamente com exúvias existentes nos sedimentos do fundo do mar. No entanto, os seis casos descritos demonstram claramente um comportamento críptico (*cryptic behavior*) das trilobites que hoje surgem sob a forma de preservação abrigada no interior de câmaras de habitação de cefalópodes. Há um conjunto de evidências que apoiam esta interpretação:

1) **Associações monospecíficas.** O facto de todos os exemplares encontrados corresponderem ao mesmo táxon – *Eoharpes macaoensis*, apoia fortemente a interpretação de que é um agrupamento resultante de um fenómeno paleoecológico não de um processo tafonómico. Nos níveis onde foram documentadas estas ocorrências, estão representados 22 taxa de trilobites, sendo que muitos destes são significativamente mais abundantes que *Eoharpes macaoensis*. Se a presença destes espécimes no interior de cefalópodes fosse meramente tafonómica, seria expectável registar ocorrência de espécimes pertencentes a outros taxa que não somente *E. macaoensis*;
2) **Segregação etária.** Em dois dos exemplos documentados, estão preservados no interior da mesma concha dois espécimes de dimensões

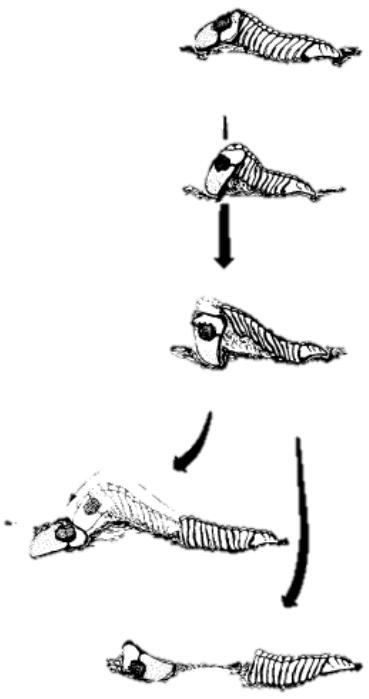


Figura 9.26. Modo de muda "body upright", que conduziria à configuração salteriana. Adaptado de Speyer (1985, fig. 7).

semelhantes, o que seria improvável se se tratasse de transporte *post-mortem*. O comportamento gregário monospecífico e com segregação etária foi largamente demonstrado como comum nas trilobites (Speyer & Brett, 1985), sendo também reconhecido em artrópodes marinhos atuais.

3) **Espécimes articulados.** A maior parte dos exemplos expostos corresponde à preservação abrigada de espécimes completos, articulados, inferindo que os organismos estariam vivos quando entraram para o interior da concha do cefalópode. Adicionalmente, estes espécimes apresentam a porção terminal do tórax e o pigídio flexionado ventralmente, existindo ainda um espécime completamente enrolado. Estas posturas denotam que estas trilobites terão morrido *in situ*, sendo o enrolamento parcial e/ou completo interpretado como um comportamento de proteção perante predadores e/ou mudanças rápidas das condições ambientais. É assim provável que estes organismos tenham sido soterrados, tendo-se enrolado nesse instante.
4) **Exúvias.** Um dos exemplos aqui documentados corresponde a um toracopigídio desarticulado e invertido dorsoventralmente em relação ao cefalão sobre o qual está disposto. Esta posição corresponde-se com a modo de muda salteriano descrito por Speyer (1985; Fig. 9.26), sugerindo que a trilobite terá encontrado na concha vazia do cefalópode um abrigo para efetuar a muda.
5) **Padrão recorrente para Harpetidae.** De entre as cerca de 20 ocorrências documentadas de preservação abrigada de trilobites (Fig. 9.12), esta é o terceiro caso de harpetídeos. Anteriormente, Zwanzig & Liebermann (2012) registaram a ocorrência de *Bohemoharpes* cf. *acuminatus* dentro da concha de um cefalópode, no Silúrico da Suécia e Fatka & Budil (2014) documentaram a presença de seis espécimes de *Eoharpes benignensis* sob um grande pigídio de *Nobiliasaphus repulsus*, no Ordovícico Médio da República Checa.

As evidências discutidas anteriormente apoiam que a preservação abrigada de *Eoharpes macaoensis* em conchas de cefalópodes do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, espelha um comportamento críptico destes organismos, os quais terão entrado intencionalmente nessas conchas. Os estudos anteriores e o conhecimento existente do modo de vida das trilobites sugerem que estas utilizariam as conchas de cefalópodes como refúgio, cuja intenção poderia ser: esconderijo contra predadores, proteção perante distúrbios no ecossistema, procura de alimento, proteção para efetuar ecdise (uma vez que o seu corpo mole ficava desprotegido durante este processo), para reprodução ou, eventualmente, apenas para repouso.

Após a morte do cefalópode, as suas partes orgânicas iniciavam um processo de decomposição e as conchas preenchiam-se com algum sedimento. Constituíam-se assim "micro-habitats" protegidos que seriam aproveitados pelas trilobites como refúgio. As exúvias deixadas após processos de muda e/ou o rápido soterramento das conchas de cefalópodes com as trilobites vivas no seu interior, permitiu "congelar" este comportamento que hoje é reconhecido através da preservação abrigada destes espécimes. Porém, como anteriormente mencionado, a maior parte dos espécimes de *Eoharpes macaoensis* da jazida CRG-FCP-1 ocorre, à semelhança das restantes espécies de trilobites ali representadas, fora das conchas de

cefalópodes, o que permite inferir que a ocupação destas conchas terá sido temporária e intencional.

Um comportamento semelhante existe em vários grupos de animais, sendo reconhecido desde o início do Câmbrico (Unal & Zinsmeister, 2006). Existem também análogos atuais em alguns artrópodes (e.g. Walker, 1992). Baseando-se no modo de vida do caranguejo-ermita, Vermeij (1987) propôs anteriormente o termo "hábito de vida enconchado" (*conchicolous life habit*) para descrever o uso de conchas vazias como domicílio por outros organismos, após a morte dos primeiros. Porém, este termo implica um modo de vida, uma condição permanente. Mesmo para um residente de larga duração, o termo "modo de vida enconchado" é desadequado. Outros autores, têm preferido o uso do termo "inquilinismo" (inquilinism). Porém, este termo descreve organismos que vivem dentro de um outro, mas estando ambos vivos (Gotto, 1969). Como Davis *et al*. (2001) admitiram, continua a não existir um termo apropriado para descrever a situação de um organismo que ocupa temporariamente uma parte somática (esquelética, biomineralizada) de outro, após a morte deste, para refúgio, ecdise, reprodução ou apenas repouso.

Neste sentido, é aqui proposto um novo termo – **ocupismo** (do Latim occupāre, apoderar-se, invadir, etc.; occupism, em inglês), para descrever este comportamento concreto. Neste sentido, aplicam-se os termos elemento biogénico ocupado e organismo ocupante (no caso documentado, conchas de cefalópode e trilobites, respetivamente). Embora na atualidade existam animais com comportamentos de ocupismo, não existe na biologia um termo para descrever estas situações. É o exemplo do caranguejo da espécie *Metacarcinus magister*, cujos juvenis se protegem sobretudo em conchas de bivalves, uma vez que esta espécie é canibal e os indivíduos adultos predam os juvenis.

Para finalizar, é importante enfatizar que este é o terceiro caso documentado de ocupismo em trilobites Harpetidae e o segundo para o género *Eoharpes*. É possível avançar a hipótese de que o ocupismo seria um comportamento típico de membros desta família, fazendo parte das estratégias de sobrevivência deste grupo de trilobites.

9.4.2 Ecdise: exemplos de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal

- **Introdução**

A ecdise nas trilobites é um dos temas clássicos do grupo (e.g. Richter, 1937; Henningsmoen, 1975), sendo que os primeiros exemplos documentados remontam ao século XIX, com Sowerby *in* Sedgwick & Murchison (1840) e Salter (1864) a figurarem fósseis de exosqueletos de trilobites num arranjo desarticulado e invertido dos escleritos.

O processo de muda ou ecdise, realizado atualmente por artrópodes e outros grupos animais (Ecdysozoa), inclui diferentes etapas durante as quais há o rompimento e abandono do exosqueleto antigo, designado por muda ou exúvia, ficando o animal desprotegido na fase seguinte durante a qual há crescimento do corpo e endurecimento gradual do novo exosqueleto. Supõem-se que nas trilobites a sequência de eventos fosse similar e com base no conhecimento biológico atual, ainda que a duração deste processo não se possa extrapolar, é provável que ocupasse uma parte significativa da vida destes organismos, devido à ocorrência de mudas sucessivas. A fase de crescimento e secreção do novo exosqueleto deveria ser relativamente rápida, o que se pode induzir pelo conhecimento dos artrópodes atuais e pela estratégia de vida que o processo de muda pressupõe (organismos com exosqueletos moles estariam desprotegidos). São raros os casos documentados de fósseis de trilobites preservados com a carapaça fina e frágil, interpretados como fases imediatamente pós-ecdise (Miller & Clarkson, 1980; Speyer & Brett, 1985). A raridade destas ocorrências poder-se-á justificar não só com a dificuldade da preservação de estruturas moles e/ou muito finas, mas também com a rapidez com que o novo exosqueleto atingiria a robustez final, o que está de acordo com a celeridade do processo nos artrópodes atuais.

Nas últimas décadas, vários autores enfocaram com detalhe os processos de muda nas trilobites (e.g. McNamara & Rudkin, 1984; Speyer, 1985; Brandt, 1993; Whittington, 1997c; Bruthansová, 2003; Budil & Bruthansová, 2005). Problemáticas como a distinção entre exúvias e carcaças, abertura das suturas ecdisiais, padrões de desarticulação relacionados com o abandono do exosqueleto descartado e repetição de padrões de muda, foram detalhadamente discutidas por estes autores. Deste modo, o objetivo desta secção é documentar a configuração das mudas e modo de ecdise de alguns taxa selecionados de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal, enquadrando os dados portugueses com o conhecimento resultante dos trabalhos abrangentes que se debruçaram sobre a ecdise nas trilobites.

- **Ecdise nas trilobites: alguns conceitos**

Existe um conjunto de padrões de configuração de exúvias que se repete (Henningsmoen, 1975, fig. 14). Uma das configurações mais clássicas é o arranjo do cefalão desarticulado do toracopigídio e invertido dorsoventralmente, com o seu bordo posterior direcionado para diante, a designada muda salteriana. Esta posição foi interpretada por Speyer (1985) como resultado da flexão do corpo para cima, na sua porção anterior, causando a desarticulação e inversão do cefalão com a saída do animal ao abandonar o exosqueleto antigo (Fig. 9.26).

O modo de muda não é fixo para cada espécie, tendo McNamara & Rudkin (1984) e Bruthansová (2003) demonstrado que uma mesma espécie pode apresentar diferentes modos de ecdise. Também a ontogenia pode influenciar o modo de muda, como demonstraram Maximova (1955) e Osmólska (1963). A funcionalidade das suturas altera-se ao longo do desenvolvimento ontogenético. Existem muitos taxa cujos meraspides apresentam sutura facial funcional que na fase holaspis se funde, justificando a mudança do modo de ecdise. Nestas situações, outras suturas poderão ser as funcionais, como a rostral, conectiva ou hipostomal.

As suturas cefálicas terão tido um papel principal na ecdise não existindo evidências de que tivessem outro propósito que não este. A desarticulação entre o cefalão e o tórax seria possivelmente um procedimento secundário (Whittington, 1997c). Para muitas espécies, a capacidade de enrolar o exosqueleto seria necessária para o processo de ecdise. É amplamente aceite que a maioria dos fósseis de trilobites que correspondem a partes desarticuladas do exosqueleto são porções dissociadas de exúvias (Henningsmoen, 1975). Menos comuns são os exosqueletos completos, distendidos ou enrolados, os quais deverão corresponder (ainda que não sempre) a cadáveres.

- **Configuração de mudas: resultados e discussão**

Dalmanitidae. Os phacopídeos são um grupo clássico no estudo da ecdise em trilobites (e.g. Speyer, 1985; Budil & Bruthansová, 2005). Neste trabalho, foram analisadas as configurações de exúvias de *Dalmanitina*, *Eudolatites* e *Crozonaspis*. Os resultados obtidos vão ao encontro do dados e interpretações dos autores anteriores. As suturas faciais não são ecdisiais durante a fase holaspis em Dalmanitidae, inferindo-se que de facto estariam fundidas na fase adulta destes organismos. Mesmo cefalões desarticulados que evidenciam algum transporte permanecem completos dorsalmente, com o cranídio e as librigenas conectadas (Fig. 9.27g; Fig. 9.28c). Também as suturas conectivas e a hipostomal não parecem ter tido um papel importante na ecdise dos dalmanitídeos analisados, sendo comum que estas estruturas ventrais (sobretudo a dobra, uma vez que a articulação do hipostoma seria frágil) estejam ainda conectadas à exúvia do cefalão. São raras as librigenas desarticuladas e quando ocorrem, não estão associadas aos restantes escleritos da exúvia, pelo que se pressupõem que a sua desconexão seja resultado mecânico de transporte.

Analisando as configurações das exúvias de dalmanitídeos, no género *Dalmanitina* (Fig. 9.27) o mais frequente é a desarticulação e deslocação do pigídio em relação ao tórax, seja oblíqua (em relação ao eixo sagital da carapaça; Figs. 9.27a-d), lateral ou apenas a deslocação posterior paralela ao contacto entre estes dois tagmas. Esta configuração foi documentada por outros autores (e.g. Budil & Bruthansová, 2005, fig. 6C,E). É improvável que o animal abandonasse a carapaça por esta abertura ecdisial (pigídio/cefalotórax), uma vez que a sua saída iria causar um deslocamento muito maior do pigídio em relação ao tórax e possivelmente a inversão deste. A deslocação é por vezes mínima e está presente em exúvias que apresentam o cefalão também desarticulado e, comummente, vários segmentos do tórax desarticulados. A configuração geral, com vários escleritos desarticulados, sugere que para iniciar o processo de muda o animal enrolar-se-ia repetidamente, desarticulando consecutivamente os tagmas. A saída do organismo seria, com maior probabilidade, efetuada

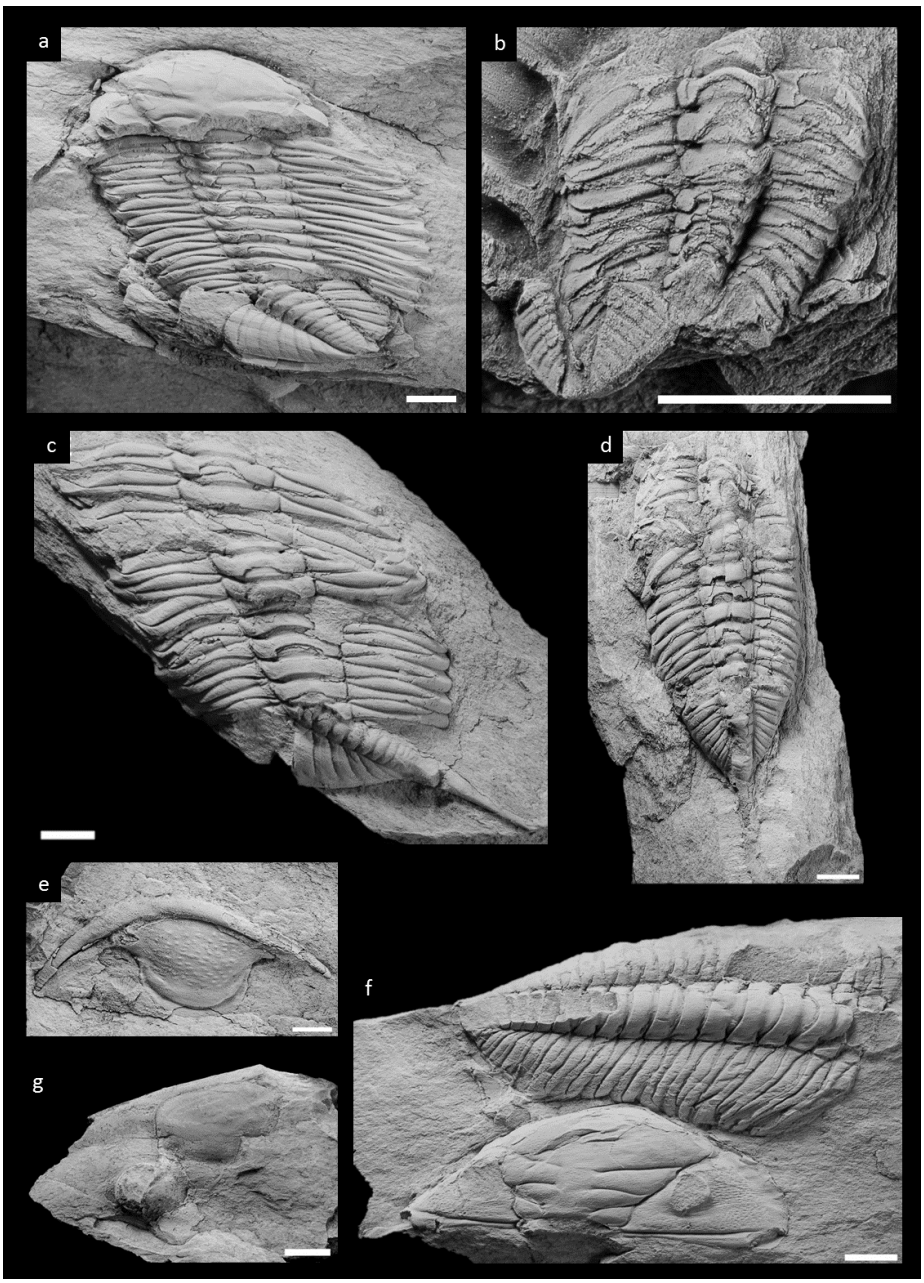


Figura 9.27. Exemplos de supostas posições de muda observadas em dalmanitídeos do Ordovícico Superior de Portugal. a, c-g – *Dalmanitina manfroi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; a, exúvia com cefalão desarticulado e pigídio desarticulado e rodado em relação ao tórax; c, exúvia de toracopigídio com vários segmentos desarticulados e pigídio desarticulado e rodado em relação ao tórax; d, exúvia de toracopigídio com vários segmentos desarticulados e pigídio desarticulado; e, vista ventral de hipostoma articulado à dobra cefálica; f, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado de toracopigídio e rodado. b – *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Carregueira do Berouniano inferior, Mação; exúvia de toracopigídio incompleto, com pigídio desarticulado. Escala = 5 mm.

pelo contacto cefalão/toracopigídio ou entre segmentos torácicos, regiões onde a largura transversal da carapaça é maior. Esta interpretação permite supor que a articulação tórax-pigídio não fosse muito resistente neste grupo.

No caso de *Eudolatites* (Fig. 9.28a-d), os seus espécimes raramente estão articulados, o que poderia sugerir que a articulação dos tagmas fosse menos forte que em outros taxa de dalmanitídeos representados no Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (a existência de exúvias com configuração de muda denota autoctonismo de *Eudolatites*

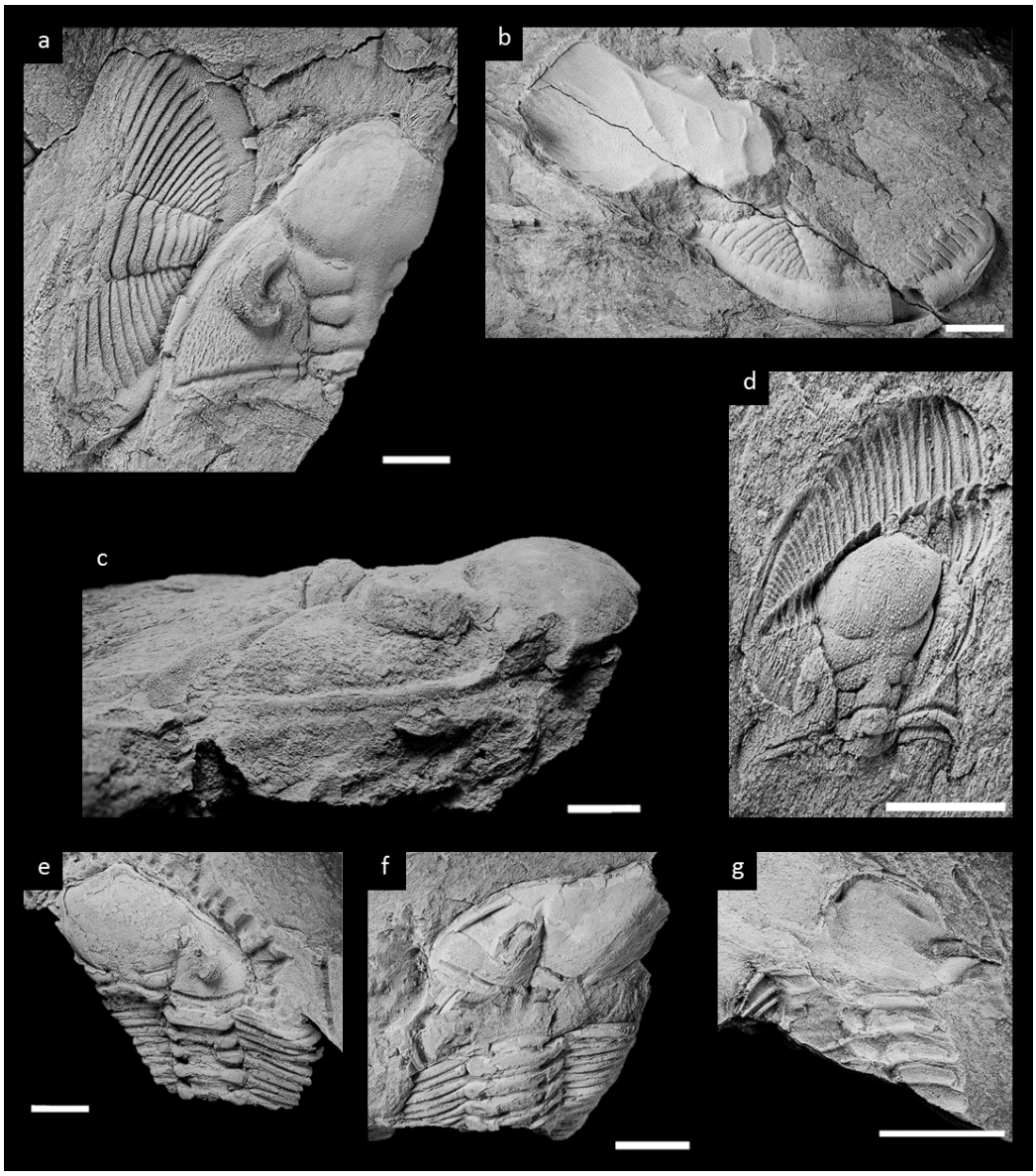


Figura 9.28. Exemplos de supostas posições de muda observadas em dalmanitídeos do Ordovícico Superior de Portugal. a-d – *Eudolatites queixoperra* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; a, exúvia com cefalão e pigídio desarticulados e rodados entre si; b, exúvia com cefalão e pigídio desarticulados, rodados e invertidos entre si; c, cefalão desarticulado isolado com librigenas unidas; d, exúvia de cefalão desarticulado e invertido em relação ao toracopigidio. e-g – *Crozonaspis chauveli* da Formação Carregueira do Berouniano inferior, Mação; e, exúvia de cefalão desarticulado e deslocado de tórax; f, exúvia de cefalão desarticulado e rodado em relação ao tórax; g, exúvia de hipostoma rodado e invertido em relação ao tórax. Por favor, uniformiza o a, ou a --, pelo menos dentro de cada legenda. Eu sei, a dada altura são demasiados detalhes.

queixoperra n. sp., afastando uma interpretação relacionada apenas com um maior transporte). Várias exúvias foram interpretados como *in situ*, na medida em que a sua configuração apresenta sinais de não ter sido alterada após o abandono do animal (e.g. Figs. 9.28a,d). Estas configurações indicam o contacto cefalão/toracopigídio como o preferencial para efetuar a muda. Por vezes, os espécimes apenas preservam os pigídios e os cefalões, rodados entre si e/ou invertidos (Figs. 9.28a,b,d), podendo a exúvia do setor tóracico descartado ter sido afastada dos restantes tagmas aquando da saída do animal. Esta configuração foi também descrita por McNamara & Rudkin (1984). Também no dalmanitídeo *Crozonaspis*, se

observaram exúvias com configuração de muda, com o cefalão desarticulado, um pouco afastado lateral ou anteriormente e oblíquo em relação ao eixo sagital do tórax (Fig. 9.28e-g).

A articulação cefalão/toráx parece ter sido a sutura ecdisial com um papel mais importante no processo de muda dos dalmanitídeos estudados.

Acastacea s.l. Anteriormente, Budil & Bruthansová (2005) detalharam as configurações de exúvias de alguns acastáceos do Ordovícico da República Checa. À semelhança dos dalmanitídeos, também os acastáceos, nomeadamente os géneros *Kloucekia* e *Phacopidina*, parecem ter as suturas faciais fundidas durante a fase holaspis. Os cranídios desarticulados apresentam as librigenas unidas. A configuração das exúvias inclui igualmente espécimes com o cefalão desarticulado e ligeiramente oblíquo em relação à linha sagital do toracopigídio, pigídio desarticulado do cefalotórax e ainda a típica muda salteriana, com o cefalão invertido dorsoventralmente e com o bordo anterior orientado posteriormente (Fig. 9.29). Foi também observado um toracopigídio isolado (Fig. 9.29d), à semelhança das exúvias cuja configuração foi considerada problemática por Budil & Bruthansová (2005; fig. 9). Estes autores consideraram que estes espécimes deverão corresponder a exúvias transportadas. Porém, a flexão observada em alguns exemplares (op. cit., figs. 9A-C) sugere que as exúvias poderão estar preservadas *in situ*. Esta flexão poderia resultar dos movimentos efetuados pelo animal para a libertação da exúvia. O cefalão poderia ter sido transportado para uma área fora da registada na amostra pela saída do animal, o qual se soltaria da exúvia cefálica após se libertar da exúvia do toracopigídio. Alternativamente, a flexão poderia também indicar que a desarticulação entre o cefalão e o toracopigídio fora provocada pelo enrolamento da carapaça, o qual poderia ter levado ao enterramento do cefalão, situando-o num plano diferente do toracopigídio que hoje se encontra aparentemente isolado nas amostras recolhidas.

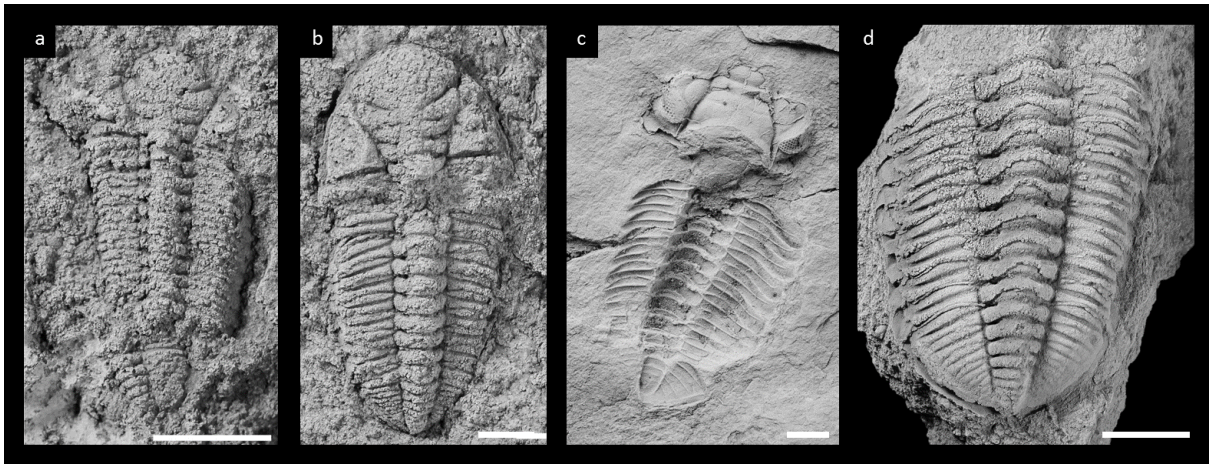


Figura 9.29. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Acastacea s.l. do Ordovícico de Portugal. a,b , d – *Kloucekia youngi* n. sp. do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna do Berouniano superior, Buçaco; a, exúvia com pigídio desarticulado e rodado em relação ao cefalotórax; b, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e rodado em relação ao toracopigídio; d, exúvia de toracopigídio isolado. c – *Phacopidina micheli*, proveniência desconhecida; exúvia com configuração de modo de muda salteriana. Escala = 5 mm.

Cheiruridae. Foram observadas configurações de exúvias dos géneros *Actinopeltis, Eccoptochile* e *Areia* (Fig. 9.30). As configurações indicam que as suturas faciais não teriam um papel principal na ecdise nas fases holaspis destes taxa, sendo provável que estivessem fusionadas, à semelhança do verificado para Dalmanitidae e Acastacea s.l. Nos espécimes desarticulados cuja configuração sugere corresponderem a uma muda *in situ*, as librigenas

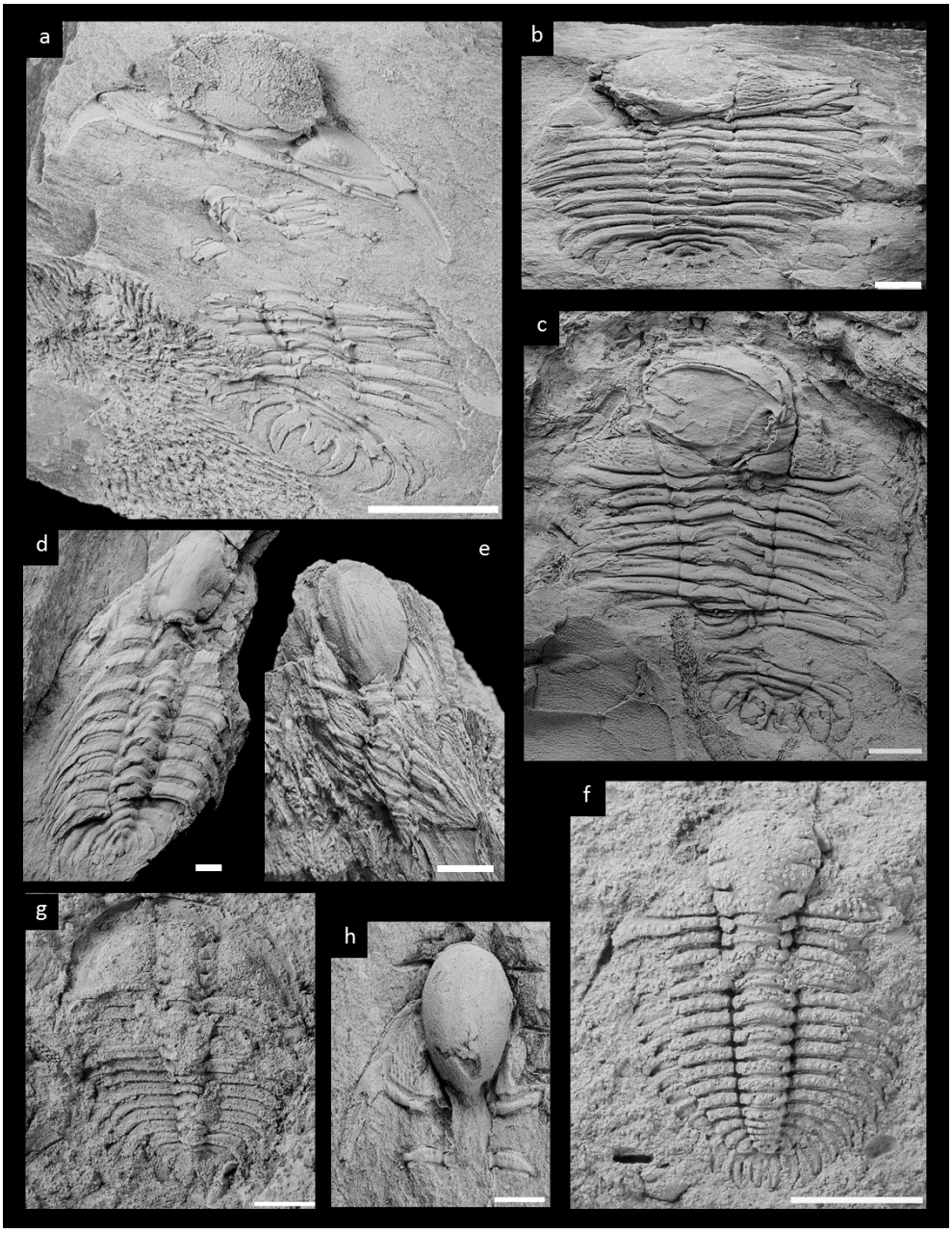


Figura 9.30. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Cheiruridae do Ordovícico Superior de Portugal. a, e, h – *Actinopeltis tejoensis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; a, exúvia de exosqueleto desarticulado em várias partes isoladas, ligeiramente rodadas entre si; e, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e toracopigídio flexionado e desarticulado anteriormente; h, exúvia de cefalão desarticulado de segmento torácico isolado. b, d – *Actinopeltis*? *henrotayi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; b, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e ligeiramente rodado; d, exúvia de exosqueleto com cefalão e primeiros segmentos torácicos desarticulados e pigídio desarticulado e rodado. c, *Eccoptochile clavigera* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; exúvia de exosqueleto com pigídio e segmentos posteriores do tórax desarticulados e hipostoma in situ. f, *Actinopeltis bocagei* e g, *Areia bussacensis* n. sp. do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna do Berouniano superior de Buçaco; exúvias de exosqueletos com cefalão e dois segmentos torácicos desarticulados do restante toracopigídio. Escala = 5 mm.

estão usualmente unidas ao cranídio (Figs. 9.30a,b,e,g,h). Porém, são muito mais frequentes os fósseis de cranídios isolados de Cheiruridae, sem as librigenas unidas, do que de Dalmanitidae e Acastacea. Esta separação é, no entanto, interpretada como resultando essencialmente do transporte, uma vez que a sutura, ainda que fundida, corresponde a uma linha de fraqueza mecânica (a qual poderia ser menos resistente do que em Dalmanitidae e Acastacea s.l.). As configurações de ecdise incluem frequentemente a desarticulação de segmentos torácicos, existindo vários espécimes nos quais quer o cefalão, quer o pigídio, estão articulados ao tórax, tendo as articulações entre os segmentos torácicos funcionado como suturas ecdisiais preferenciais. Outros espécimes, exibem uma desarticulação quase total, ainda que com a manutenção da posição original dos diferentes escleritos, mais ou menos oblíquos e separados entre si (Fig. 9.30a,d,c,g,f). A flexão do corpo do animal para saída do exosqueleto antigo poderia conduzir a este tipo de configuração, tendo Fortey & Owens (1991) interpretado uma configuração semelhante como evasiva, provocada por um esforço extra do animal para remover o exosqueleto antigo. Num espécime de *Eccoptochile* (Fig. 9.30c), é possível observar o molde do hipostoma ainda *in situ* numa exúvia cuja sutura ecdisial corresponde às articulações dos segmentos torácicos mais posteriores e o contacto tórax/pigídio. Configuração semelhante foi descrita por Budil & Bruthansová (2005, fig. 6A) em trilobites do género *Ormathops.*

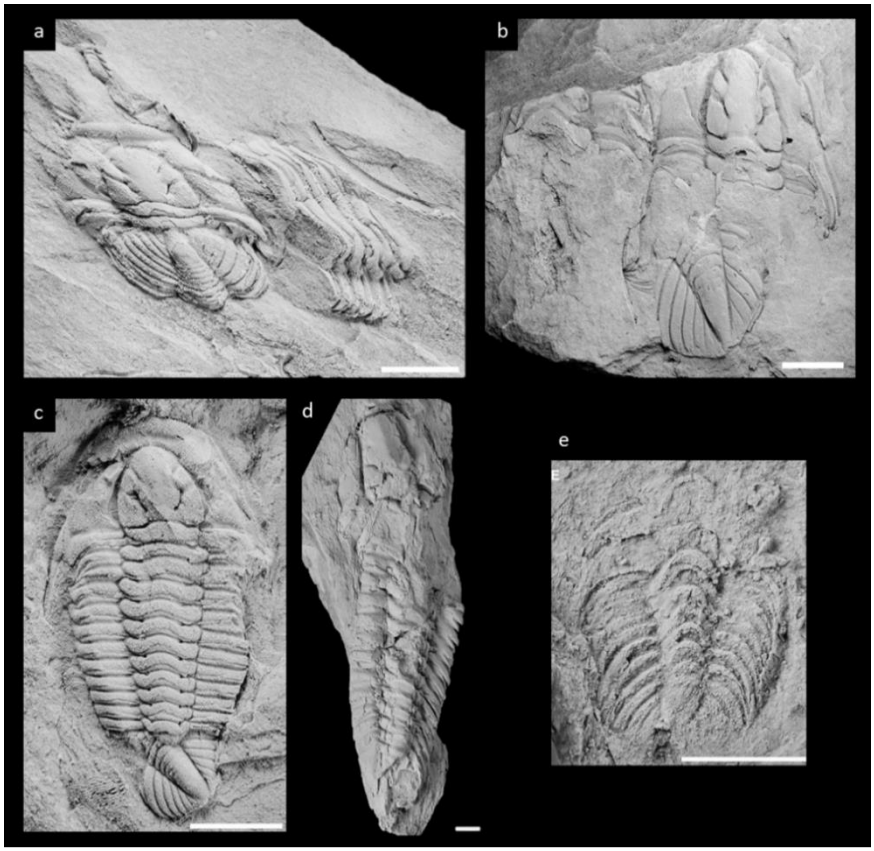


Figura 9.31. Exemplos de supostas posições de muda observadas em Calymenina do Ordovícico Superior de Portugal. a-c – *Prionocheilus verneuili* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; a, exúvia de exosqueleto desarticulado com cefalão, pigídio, tórax e librigena isolados; b, exúvia de cefalão com segmento torácico anterior articulado, tórax e pigídio isolados; c, exúvia de exosqueleto com pigídio desarticulado e rodado. d, *Colpocoryphe grandis* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; exosqueleto com cefalão desarticulado e rodado; e, *Prionocheilus* sp. do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa do Kralodvoriano, Penacova; exúvias de toracopigídio com segmentos anteriores desarticulados. Escala = 5 mm.

Calymenina. Contrariamente aos Phacopida anteriormente descritos, os Calymenina observados, pertencentes aos géneros *Prionocheilus* e *Colpocoryphe*, apresentam frequentemente as librigenas separadas do cranídio, mesmo em espécimes completos. Pressupõem-se assim que as suturas faciais nos holaspides não estivessem fundidas e fossem suturas importantes na ecdise. É comum também que a abertura ecdisial ocorresse entre os segmentos torácicos, normalmente na metade anterior do tórax, sendo frequente a separação do cranídio articulado com dois ou três segmentos torácicos. Configurações similares foram descritas em calymeninos por Busch & Swartz (1985) e Bruthansová (2003). Um dos espécimes (Fig. 9.31b) apresenta o cefalão articulado com o primeiro segmento torácico, associado ao pigídio, juntamente com vários segmentos torácicos isolados e uma librigena. Esta configuração vai ao encontro da interpretação de Brandt (1993) e Bruthansová (2003) que sugeriram que as suturas faciais abririam primeiro, separando as librígenas. A ecdise continuaria com a flexão do corpo do animal, possivelmente pela parte posterior do exosqueleto e finalmente uma abertura ecdisial na parte anterior que libertaria o cranídio isolado ou articulado dos primeiros segmentos torácicos.

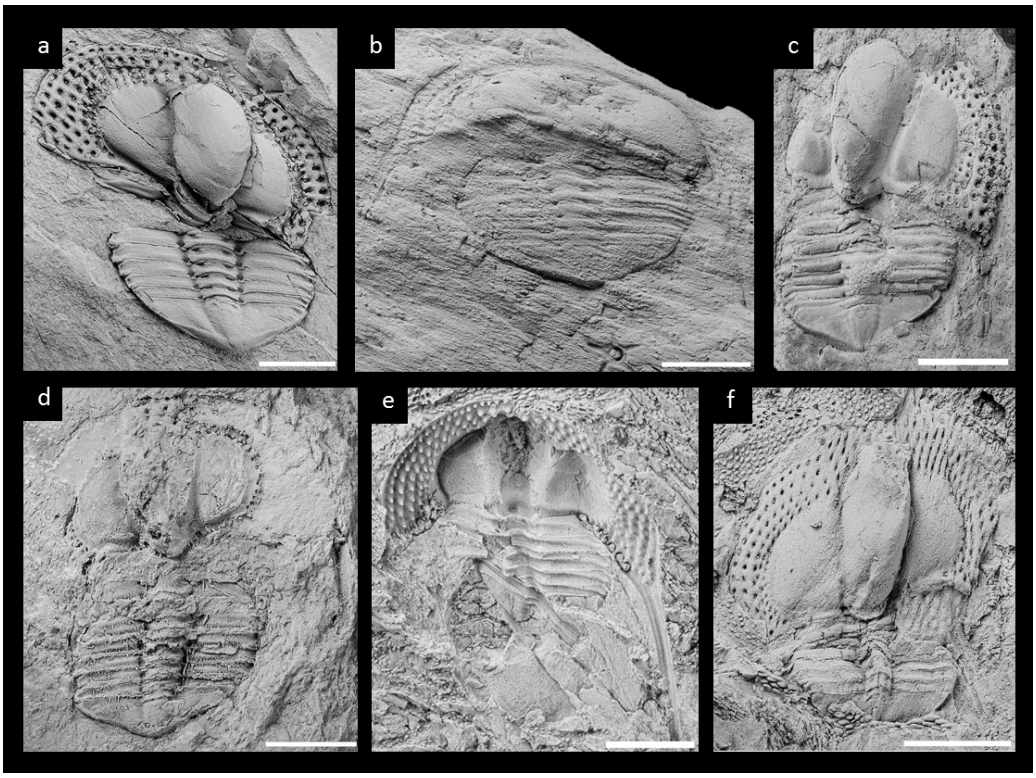


Figura 9.32. Exemplos de supostas posições de muda observadas em trinuclídeos do Ordovícico Superior de Portugal. a,b,f – *Deanaspis seunesi* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; a, exúvia de exosqueleto desarticulado com cefalão e primeiro segmento torácico desarticulados e rodados; b, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e rodado; f, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e toracopigídio flexionado. c,e – *Deanaspis grenieri* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação; c, exosqueleto com cefalão desarticulado e rodado; e, exosqueleto com pigídio desarticulado e rodado. d – *Onnia*? *malladai* da Formação Porto de Santa Anna do Berouniano superior, Buçaco; exúvias de exosqueleto com cefalão desarticulado. Escala = 5 mm.

Trinucleidae. O padrão de ecdise mais comum dos marrolithíneos *Deanaspis* e *Onnia?* é a desarticulação do cefalão e do primeiro segmento torácico (Fig. 9.32a), o qual pode ou não estar ainda articulado ao cefalão, estando este conjunto um pouco rodado em relação ao eixo sagital do toracopigídio, mas muito pouco deslocado (havendo normalmente sobreposição de um dos lados do cefalão sobre o tórax; Fig. 9.32a-c). Este modo de ecdise foi descrito anteriormente por Přibyl & Vaněk (1969) em trinucleídeos da República Checa. Um dos espécimes agora estudados apresenta o toracopigídio flexionado dorsalmente (Fig. 9.32f), sugerindo os movimentos do animal para se libertar do exosqueleto antigo. Embora menos comum, também se verificaram configurações nas quais a articulação entre o pigídio e o cefalotórax terá sido a sutura ecdisial, estando o pigídio ligeiramente rodado em relação ao restante cefalão (Figs. 9.32e). Embora a maior parte dos espécimes de *Deanaspis* e *Onnia?* correspondam a cefalões isolados, evidenciando transporte, as exúvias *in situ* documentados apresentam todos configurações semelhantes e deslocação mínima dos tagmas, sugerindo que a libertação do exosqueleto antigo fosse um processo simples para estes organismos, permitindo exúvias bastante intactas com os escleritos desarticulados pouco movidos entre si. Tendo estas trilobites suturas marginais e genas fundidas, Fortey & Owens (1987) sugeriram que a lamela inferior se separaria primeiro e permitiria ao animal libertar-se do exosqueleto antigo. Este modo de ecdise poderia justificar as configurações mais frequentes descritas, pouco movidas e com o cefalão ligeiramente oblíquo (o qual, pela libertação da lamela inferior, se desarticularia).

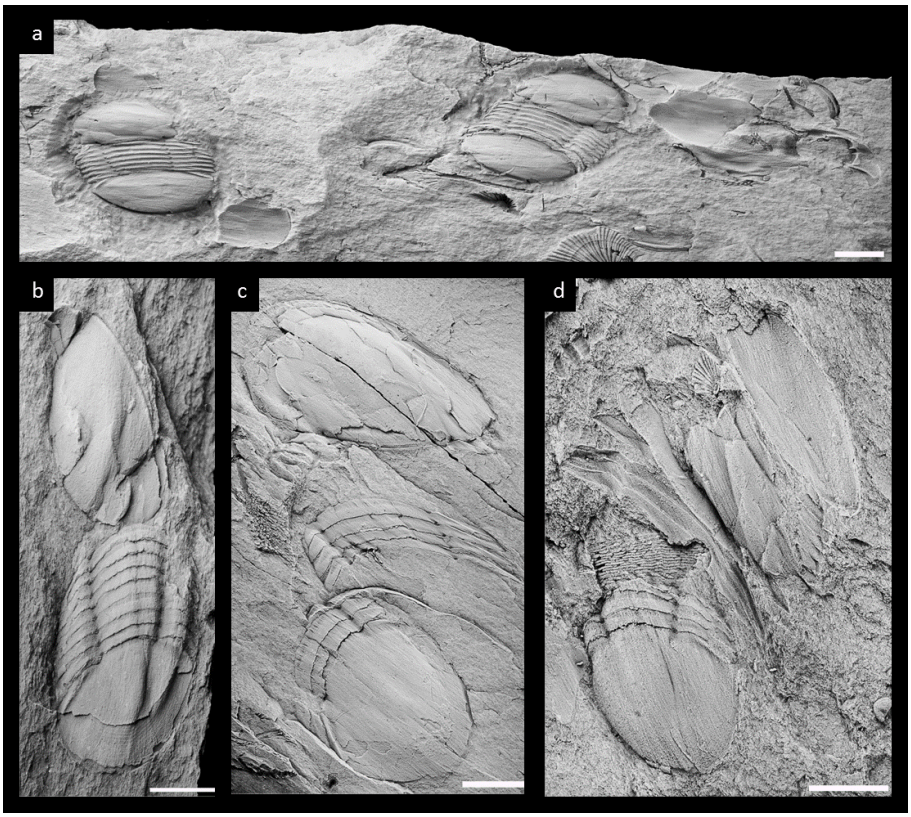


Figura 9.33. Exemplos de supostas posições de muda observadas em *Armoricania beaumonti* do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação. a, vários exúvias e escleritos desarticulados; b, exúvia de exosqueleto com cefalão desarticulado e rodado; c, exúvia de exosqueleto com cefalão, parte do tórax e pigídio articulado com dois segmentos torácicos isolado; d, exúvia de exosqueleto com cefalão e alguns segmentos torácicos desarticulado e invertidos em relação ao pigídio articulado com três segmentos torácicos. Escala = 5 mm.

Panderiidae. Em *Armoricania beaumonti*, as suturas cefálicas ventrais teriam um papel importante na ecdise, sendo comum encontrar associada a carapaças completas a dobra cefálica desarticulada (Fig. 9.33a). Outra configuração comum é a desarticulação do cefalão (ainda com as librígenas unidas), individualização da metade anterior do tórax (4 a 5 segmentos torácicos) e pigídio articulado aos 3-4 segmentos posteriores (Fig. 9.33c). Estas diferentes partes dispõem-se oblíquas entre si, mas pouco separadas e ordenadas, podendo ou não estar invertidas, sugerindo a evasão descrita para os cheirurídeos, com o animal a flexionar o corpo até se libertar totalmente do exosqueleto antigo.

Odontopleuridae. Se para o odontopleurídeo *Ceratocephala* vários autores demonstraram que as suturas faciais estariam fundidas em indivíduos holaspis (e.g. Whittinton & Evitt, 1954; Bruton, 1968; Chatterton & Perry, 1983), em *Selenopeltis* e *Primaspis* é provável que as suturas faciais permanecessem funcionais, mesmo nos espécimes de maiores dimensões. É comum a disposição de exúvias com as librigenas isoladas, dispostas próximo do restante exosqueleto (Fig. 9.34a,c). As suturas cefálicas teriam um papel importante na ecdise do grupo, porém, foram também documentados exúvias com os segmentos torácicos desarticulados mas as librigenas ainda unidas e vários exemplos de desarticulação do pigídio em relação ao tórax, estando este oblíquo e um pouco desviado ou mesmo invertido dorsoventralmente (Figs. 9.34b,e). Contrariamente às famílias anteriormente descritas, em Odontopleuridae a ecdise parece variar a nível genérico.

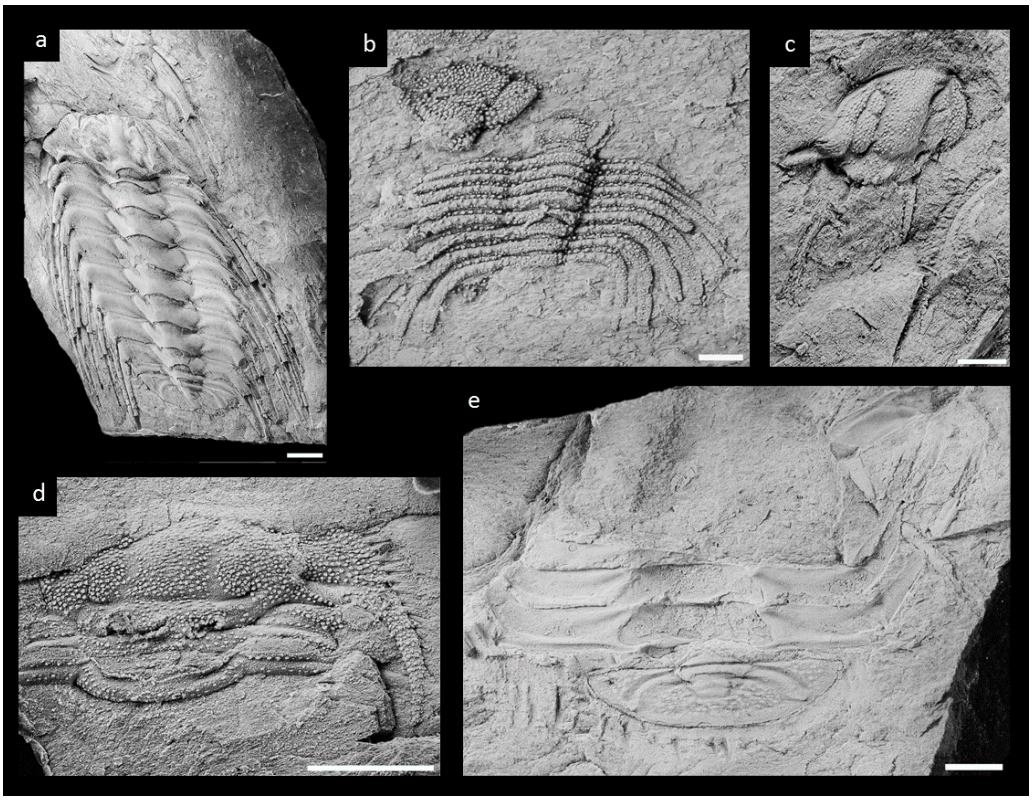


Figura 9.34. Exemplos de supostas posições de muda observadas em odontopleurídeos do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio, Mação. a,e – *Selenopeltis buchi*; a, exúvia de exosqueleto com librigena desunida isolada; e, exúvia de pigídio desarticulado e parte do tórax invertida. B-d – *Primaspis romanoi* n. sp.; b, exúvia de exosqueleto com cranídio desarticulado e rodado, hipostoma invertido e pigídio desarticulado e rodado; c, exúvia de cefalão com librigena desunida e isolada;d, exúvia de cefalão desarticulado e alguns segmentos torácicos desarticulados e rodados. Escala = 5 mm.

10. BIOSTRATIGRAFIA

O recente trabalho de Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) detalha a cronostratigrafia regional boemo-ibérica (mediterrânica *sensu* Bergström *et al.* 2009), os dados biostratigráficos dos diferentes grupos fósseis e as correlações paleontológicas dentro do domínio peri-gondwânico para o Sistema Ordovícico, pelo que não se considera necessário detalhar estes temas neste trabalho, remetendo-se para a leitura dessa publicação A existência de trabalhos anteriores que se debruçaram sobre a biozonação de vários grupos fósseis dos níveis estudados (e.g. Paris, 1981; Young, 1985; Vaz, 2010) e a apresentação das principais conclusões destes trabalhos em capítulo anterior (Capítulo 4), justifica também que nesta secção sejam apenas desenvolvidos os novos dados relativos à biostratigrafia das trilobites do Ordovícico Superior das sequências estudadas.

Neste capítulo optou-se assim por introduzir resumidamente o estado atual do conhecimento da biostratigrafia do Ordovícico Superior do domínio iberoarmoricano e, em particular, do esquema biozonal de trilobites desta região. Posteriormente será apresentado um esquema biozonal das associações de trilobites para a sequência estudada e discutidos os novos dados biostratigráficos aportados e a correlação com outras regiões do domínio peri-gondwânico de alta latitude.

10.1. Biostratigrafia do Ordovícico Superior do domínio iberoarmoricano

O primeiro autor a aplicar o estudo das trilobites do Ordovícico da Zona Centro-Ibérica ao estabelecimento de unidades biostratigráficas foi Delgado (1897, 1908). A utilidade do grupo na construção da primeira divisão estratigráfica do Ordovícico nacional é demonstrada pela escolha de taxa de trilobites para definir as unidades biostratigráficas, de que são exemplo os "Schistos de *Homanolotus rarus*" (em Delgado, 1908 substituído pela espécie *H. oehlerti* Kerforne, 1900) e os "Schistos de *Dalmanites Dujardini*" (Delgado, 1897). No entanto, os conceitos biostratigráficos tal como hoje são entendidos não estavam ainda definidos, não tendo o autor definido então qual o tipo de biozona estabelecido, elegendo sobretudo as espécies mais características de determinado nível. Esta escolha foi assim independentemente da extensão das espécies eleitas, muitas vezes para além dos limites das unidades do autor. Com o desenvolvimento dos estudos biostratigráficos a nível mundial e a necessidade de correlações estratigráficas, grupos bentónicos e endémicos demonstraram-se somente úteis a nível regional, ganhando os fósseis de grupos pelágicos do domínio oceânico, em especial os graptólitos e os conodontes, o protagonismo para o Sistema Ordovícico.

Na Fig. 10.1 estão sumariadas as unidades biostratigráficas definidas para o Ordovícico pós-Arenigiano médio da região peri-gondwânica de alta latitude por Gutiérrez-Marco *et al*., (2016), baseadas essencialmente nos trabalhos de Paris (1981, 1990), Gutiérrez-Marco *et al*. (1984, 1995), Villas (1985), Leone *et al.* (1991) e Hammann (1992). O esquema biozonal de quitinozoários tem-se mostrado útil na medida em que foram estabelecidas biozonas para toda a extensão do Ordovícico Superior (face às diversas lacunas existentes em esquemas baseados em outros grupos nesta Série).

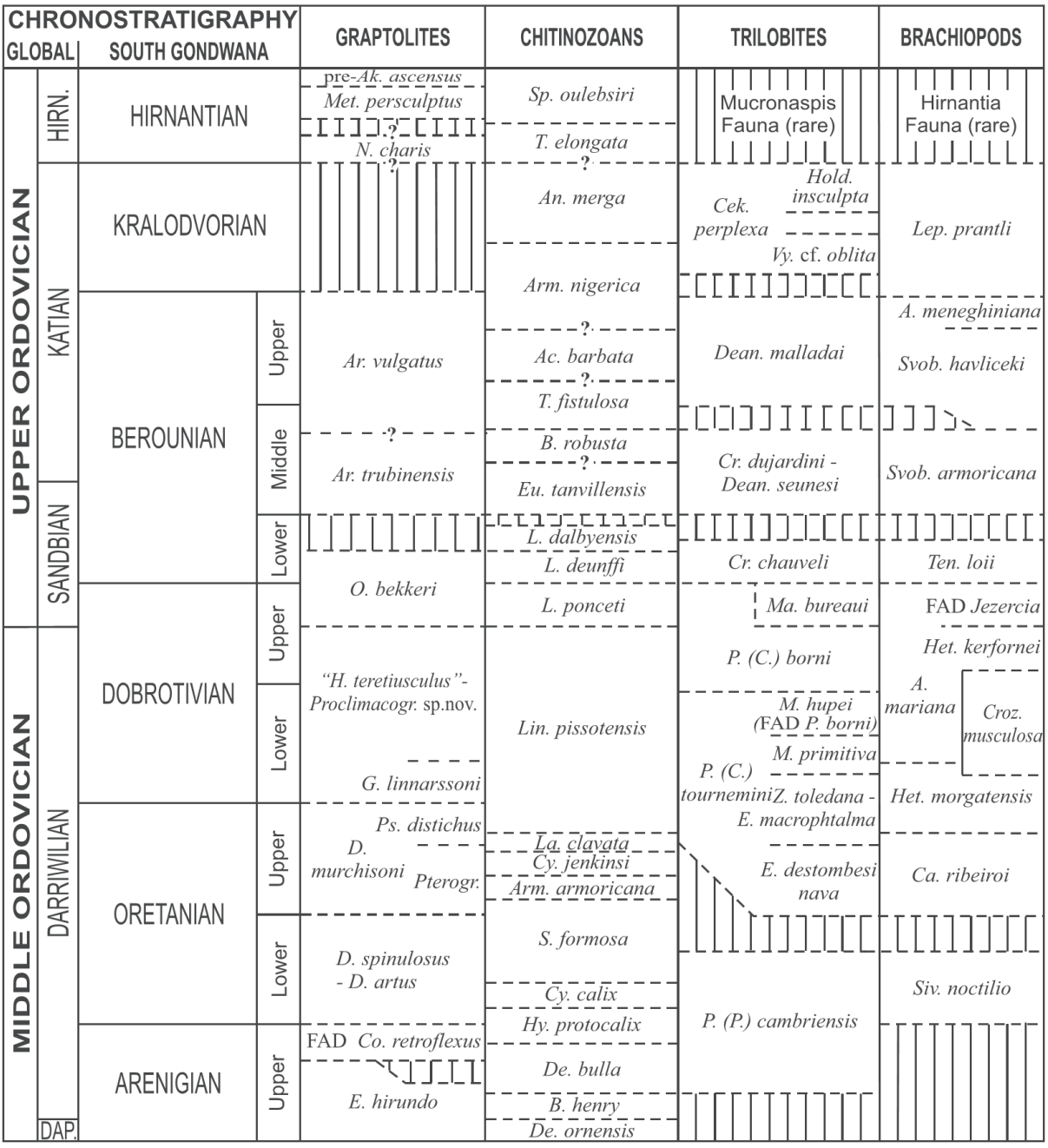


Figura 10.1. Correlação das principais unidades biostratigráficas do Ordovícico Médio e Superior da Iberoarmorica, em relação à Cronostratigrafia Global (Séries e Andares) e aos andares e sub-andares da escala regional mediterrânea (*in* Guitérrez-Marco *et al.*, 2016, após atualização do original de Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002). Abreviaturas: DAP, Dapingian; HIRN, Hirnantian; A, *Aegiromena*; Ac, *Acanthochitina*; Ak, *Akidograptus*; An–*Ancyrochitina*; Ar–*Archiclimacograptus*; Arm, *Armoricochitina*; B, *Belonechitina*; C, *Coplacoparia*; Ca, *Cacemia*; Cek, *Cekovia*; Co, *Corymbograptus*; Cr, *Crozonaspis*; Croz, *Crozonorthis*; Cy, *Cyathochitina*; D, *Didymograptus*; De, *Desmochitina*; Dean, *Deanaspis*; E, *Eodalmanitina*; Eu–*Euconochitina*; Ex, *Expansograptus*; G, *Gymnograptus*; Gel, *Gelidorthis*; H, *Hustedograptus*; Het, *Heterorthina*; Hold, *Holdenia*; Hy, *Hyalochitina*; L, *Lagenochitina*; La, *Laufeldochitina*; Lep, *Leangella* (*Leptestiina*); Lin, *Linochitina*; M, *Morgatia*; Ma, *Marrolithus*; Met, *Metabolograptus*; N, *Neodiplograptus*; O, *Oepikograptus*; Ox, *Oxoplecia*; P, *Placoparia*; Ps, *Pseudamplexograptus distichus*; S, *Siphonochitina*; Siv, *Sivorthis*; Sp, *Spinachitina*; Svob, *Svobodaina*;T, *Tanuchitina*; Tem, *Tenuiseptorthis*;Vy, *Vysocania*; Z, *Zeliszkella.*

Vários trabalhos nacionais e o contributo de autores estrangeiros na segunda metade do século XX foram decisivos para o estabelecimento das zonações biostratigráficas do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica, citando-se os trabalhos que conduziram ao desenvolvimento dos esquemas biozonais em sequências portuguesas: Henry & Thadeu (1971), Henry *et al*. (1974), Mitchell (1974), Elaouad-Debbaj (1978), Paris (1979, 1981, 1990), Young (1985), Romão (1995), Sarmiento *et al.* (2001), Sá (2005, 2006), Vaz *et al.* (2010), Vaz (2010) e Lopes *et al.* (2011). Estes autores estudaram as associações de palinomorfos, ostracodos, conodontes e macrofósseis dos níveis do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa.

Ao nível das trilobites, a biostratigrafia ordovícica da Zona Centro-Ibérica tem sido mais desenvolvida para o Ordovícico Médio (e.g.: Henry & Clarkson, 1975; Henry, 1980a; Hammann, 1983; Rábano, 1989a,b,c,e). No trabalho de Young (1985) foi apresentado um esquema biostratigráfico baseado nos macrofósseis do Ordovícico Superior de Portugal central, com o intuito principal de permitir efetuar uma correlação a nível regional. O autor distinguiu nove biozonas para os níveis atribuíveis a esta Série, das quais apenas uma se baseou na distribuição de uma espécie de trilobite, *Dalmanitina* n. sp. aff. *actua* (=*Dalmanitina rabanoae* n. sp.), embora relativa à co-ocorrência com o braquiópode *Heterorthina* n. sp. aff. *kerfornei* Mélou, 1975 (biozona do Berouniano inferior – Formação Carregueira, que se corresponde com a atual Biozona de extensão *Crozonaspis chauveli*).

10.2. Biostratigrafia das trilobites do Ordovícico Superior do Domínio Iberoarmoricano

A utilidade das trilobites para a correlação suprarregional de sequências cujas relações de fácies sejam complexas é limitada, dada a forte dependência ecológica do grupo. Consequentemente, muitas espécies ocorrem em áreas limitadas, restritas a litofácies particulares que podem ocorrer em diferentes níveis estratigráficos. As ocorrências locais de trilobites e as sequências estratigráficas descritas no domínio peri-gondwânico de alta latitude (que inclui, entre outras, as sequências da Boémia, Turíngia, Portugal, Espanha, França, Alpes austríacos e italianos, Sardenha, Turquia e Marrocos), nem sempre são correlacionáveis de uma região para outra, pelo que o controlo cronostratigráfico tem de ser necessariamente efetuado por calibração com outros grupos (Hammann & Leone, 2007).

Segundo o esquema proposto por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016; Fig. 10.1), diferenciam-se quatro biozonas e uma sub-biozona de trilobites no Ordovícico Superior iberoarmoricano.

- **Sub-biozona de extensão *Marrolithus bureaui* [parte superior da Biozona de extensão *Coplacoparia borni*]**

Caracteriza-se pela extensão vertical da espécie *Marrolithus bureaui* (Oehlert, 1895), que parece coincidir integralmente com a Biozona *Lagenochitina ponceti*, um quitinozoário que caracteriza o topo do Dobrotiviano superior (base do andar global Sandbiano). A Biozona *Lagenochitina ponceti*, inicialmente atribuída ao "Llandeilo tardio" (Paris, 1990) corresponde atualmente de forma aproximada ao Aureluciano da escala britânica (Mélou *et al*., 1999).

Inicialmente sugerida por Henry (1969) para substituir a designação "schistes de Kerarmor", a Sub-biozona *M. bureaui* é apenas identificada nas sequências do Maciço Armoricano. Em Portugal e Espanha há um aparente hiato estratigráfico generalizado correspondente à maior parte do Dobrotiviano superior. Outras trilobites características desta biozona são *Kerfornella miloni* Henry, 1976; *Colpocoryphe rouaulti* (Henry, 1970); *Neseuretus tristani* (Brongniart *in* Desmarest, 1817); *Prionocheilus mendax* (Vaněk, 1965); *Eodalmanitina destombesi destombesi* (Henry, 1966); *Selenopeltis gallica irrorata* Bruton *in* Bruton & Henry, 1978 e *Armoricania beaumonti* (dados de Henry, 1980a). À exceção da última espécie mencionada, todas têm o seu último aparecimento nesta sub-biozona, ocorrendo uma abrupta mudança faunística ao nível do grupo na passagem para o Berouniano.

- **Biozona de extensão *Crozonaspis chauveli***

Caracteriza-se pela extensão vertical da espécie *Crozonaspis chauveli*. Foi definida por Henry (1980a) no Maciço Armoricano, seguindo-se aparentemente sem lacuna estratigráfica à Sub-biozona *M. bureaui*. É atribuída ao Berouniano inferior, sendo que o seu limite superior não está definido, resultado do hiato estratigráfico generalizado em todo o domínio peri-gondwânico de alta latitude, selado pelo nível de ferro oolítico da base do Berouniano médio. A ocorrência do quitinozoário *L. dalbyensis* (Laufeld, 1967) em nódulos remobilizados do nível de ferro oolítico permitiu complementar a zonação biostratigráfica dos quitinozoários, que se demonstraram úteis para este intervalo. Nas sequências portuguesas esta biozona corresponde à Formação Carregueira.

A Biozona *C. chauveli* coincide com a definida pela extensão do braquiópode *Tenuiseptorthis loii* Botquelen & Mélou, 2007 e é exclusivamente caracterizada por três espécies de trilobites: *C. chauveli, Dalmanitina rabanoae* e *Colpocoryphe grandis*. Destas, apenas *Colpocoryphe grandis* persiste para além da extensão da biozona.

- **Biozona de extensão *Crozonaspis dujardini-Deanaspis seunesi***

Caracteriza-se pela extensão vertical da associação *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*. Correlaciona-se com as biozonas de quitinozoários *Jenkinochitina tanvillensis* e *Belonechitina robusta* (cuja secção-tipo foi definida por Paris (1981, 1990) na parte superior da Formação Louredo na região de Buçaco) e com a biozona de braquiópodes *Svobodaina armoricana*, correspondendo ao Berouniano médio. O seu limite superior é indefinido, mas a sua extensão cronostratigráfica não deverá ir além do Berouniano médio.

Esta biozona apresenta uma distribuição geográfica vasta no domínio peri-gondwânico de alta latitude, correspondendo em Portugal à Formação Louredo e equivalentes laterais.

Outras trilobites presentes nesta biozona são *Plaesiacomia robardeti* n. sp.; *Colpocoryphe grandis* e *Dalmanitina philippoti* (dados de Henry, 1980a).

- **Biozona de extensão *Deanaspis malladai***

Caracteriza-se pela extensão vertical da espécie *Deanaspis malladai* (Oehlert, 1895), embora o seu limite inferior cronostratigráfico seja indefinido (Fig. 10.1). Correlaciona-se

aproximadamente com a biozona de graptólitos *Archiclimacograptus vulgatus*, correspondendo ao Berouniano superior. A espécie *D. malladai* ocorre no Membro "Lumachelas Terminales" em Espanha (Serra Morena), correspondendo esta biozona ao denominado "nível com *Onnia?* n. sp. aff. *grenieri* (= *D. malladai*) de Hammann (1983). Este autor comparou este nível com os depósitos do Berouniano terminal da Boémia (Formação Bohdalec), dada a similaridade das associações a nível genérico. Correlaciona-se aproximadamente e sobretudo com a biozona de *Svobodaina havliceki* Villas, 1985 de braquiópodes, sendo o seu topo aproximadamente correspondente com a Sub-biozona *Aegiromena meneghiniana.*

Outras trilobites presentes nesta biozona são atribuídas aos géneros *Cekovia, Vysocania, Calymenella, Prionocheilus, Eudolatites* e *Dalmanitina*.

- **Biozona de extensão de *Cekovia perplexa***

Caracteriza-se pela extensão vertical de *Cekovia perplexa*, espécie identificada dentro do domínio iberoarmoricano nos membros Rebollarejo e Rebosilla da Formação Caliza de Cistoideos do Kralodvoriano de Espanha (Hammann, 1992). Os seus limites inferior e superior não estão cronostratigraficamente definidos, mas é atribuída grosso modo ao Kralodvoriano e correlaciona-se com a biozona de braquiópodes *Leptestiina prantli* (Havlíček, 1952).

Esta biozona foi subdividida em duas sub-biozonas, segundo a sugestão de Hammann (1992). A sub-biozona inferior está caracterizada pela extensão de *Vysocania* cf. *oblita*. Porém, é importante referir que não obstante a identificação deste material por Hammann (1992) como *"Stenopareia"* cf. *oblita,* os espécimes espanhóis não são conspecíficos desta espécie, conhecida do topo da Formação Králův Dvůr da República Checa, nem estão relacionados a nível genérico com *Vysocania* (género ao qual é atribuída neste trabalho a espécie checa). Outras trilobites que ocorrem na associação são *Parillaenus, Cekovia, Actinopeltis, Dicranopeltis, Snajdria e Amphoriops*. Segue-se um intervalo no qual não são conhecidas trilobites e na parte superior da biozona *Cekovia perplexa,* foi distinguida a sub-biozona *Holdenia insculpta*, um táxon somente conhecido na Formação Caliza de Cistoideos, em todo o domínio peri-gondwânico. Outras trilobites que ocorrem na associação são *Parillaenus, Cekovia, Ovalocephalus e Radiaspis*. Acrescenta-se ainda que neste trabalho as subespécies *Cekovia perplexa perplexa* e *C. perplexa tenuis* são elevadas à categoria de espécie, pelo que esta biozona de extensão teria de ser redefinida como biozona de conjunto de ambas as espécies de *Cekovia* para possuir os mesmos limites.

10.3. Distribuição vertical, composição e idade das associações de trilobites: um esquema biozonal para as trilobites do Ordovícico Superior português e correlação internacional

As ocorrências de trilobites das diferentes áreas do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa aqui estudadas permitiram o estabelecimento de um esquema de horizontes (Fig. 10.2), cujo conceito se baseou no trabalho de Hammann & Leone (2007, text.-fig. 4). Este

esquema cobre a maioria da sequência do Ordovícico Superior estudada neste trabalho (Fig. 10.3), dividindo-se em cinco horizontes biostratigráficos que apenas não incluem o topo da sequência (topo Hirnantiano). Os limites destes horizontes (HT) nem sempre estão inequivocamente definidos, o que reflete a ausência de trilobites em muitas secções e níveis e limitações relacionadas com o controlo de fácies. Por estes motivos, optou-se por efetuar este esquema de horizontes ao invés de uma escala biostratigráfica s.s., já que nem sempre estão reunidos os critérios para definir biozonas segundo as indicações da Comissão Internacional de Estratigrafia.

Embora este esquema tenha aplicação para a Zona Centro-Ibérica Portuguesa, sendo o seu âmbito local/regional, vários limites são aplicáveis também às sequências ordovícicas da Iberoarmórica e, pontualmente, a outras regiões do domínio peri-gondwânico de alta-latitude. As associações de trilobites do Ordovícico Superior de Espanha e França, sobretudo as do Berouniano do primeiro país e as do Kralodvoriano do segundo, são ainda pouco conhecidas, pelo que o presente esquema de horizontes será potencialmente refinado com o conhecimento de várias associações destas idades que, sabendo-se da sua existência, ainda não foram alvo de estudos (e.g. P. Morzadec *in* Lebrun, 2002, p. 78; Gutiérrez-Marco, 2017, comun. pess.).

A informação relativa à ocorrência internacional dos géneros e espécies de trilobites identificados no Ordovícico Superior de Portugal foi já detalhada no Capítulo 8, pelo que nesta secção se pretende sobretudo efetuar considerações relacionadas com as associações de trilobites como um todo e com os taxa com valor biostratigráfico neste domínio.

- **HTa – Berouniano inferior (Formação Carregueira)**

O HTa / HTa (Horizonte de Trilobites a), corresponde à Biozona *Crozonaspis chauveli*, anteriormente descrita. Caracteriza os depósitos do Berouniano inferior, limitados à região de Portugal central e incluídos na Formação Carregueira. Embora esta unidade tenha sido reconhecida nas sequências ordovícicas da maioria dos sinclinais estudados, apenas foram encontrados fósseis de trilobites nos sinclinais de Buçaco e Amêndoa-Carvoeiro (Figs. 10.4, 10.5). Esta biozona está representada usualmente por três espécies que têm o seu primeiro aparecimento nesta unidade e idade: *Dalmanitina rabanoae* (=*Dalmanitina* n. sp. aff. *acuta* dos autores anteriores), *Crozonaspis chauveli* e *Colpocoryphe grandis*. Foram ainda identificados os géneros *Nobiliasaphus*, *Coplacoparia* e *Selenopeltis*, representados por espécies indeterminadas. Em França, onde ocorrem sequências contínuas entre o Dobrotiviano e o Berouniano, Henry (1980a) documentou uma importante mudança nas associações de trilobites no limite entre estes andares regionais. Muitas espécies e vários géneros que caracterizaram o Ordovícico Médio iberoarmoricano, têm a sua última ocorrência no topo do Dobrotiviano (e.g. *Neseuretus, Kerfornella, Morgatia*).

De entre os taxa presentes no HTa, *D. rabanoae* e *C. chauveli* têm uma extensão estratigráfica limitada a este horizonte. O género *Dalmanitina* tem o seu primeiro aparecimento no Berouniano, estando restrito a este andar regional e ao domínio peri-gondwânico de alta latitude. O género *Crozonaspis* surge no Oretaniano, tendo Henry (1980a, fig. 88) documentado a linhagem evolutiva do género e sua utilidade biostratigráfica. Neste sentido, *C. chauveli*, que caracteriza o Berouniano inferior, é precedida da espécie *C. incerta*, com distribuição limitada ao Dobrotiviano, e procedida de *C. dujardini*, espécie-índice do

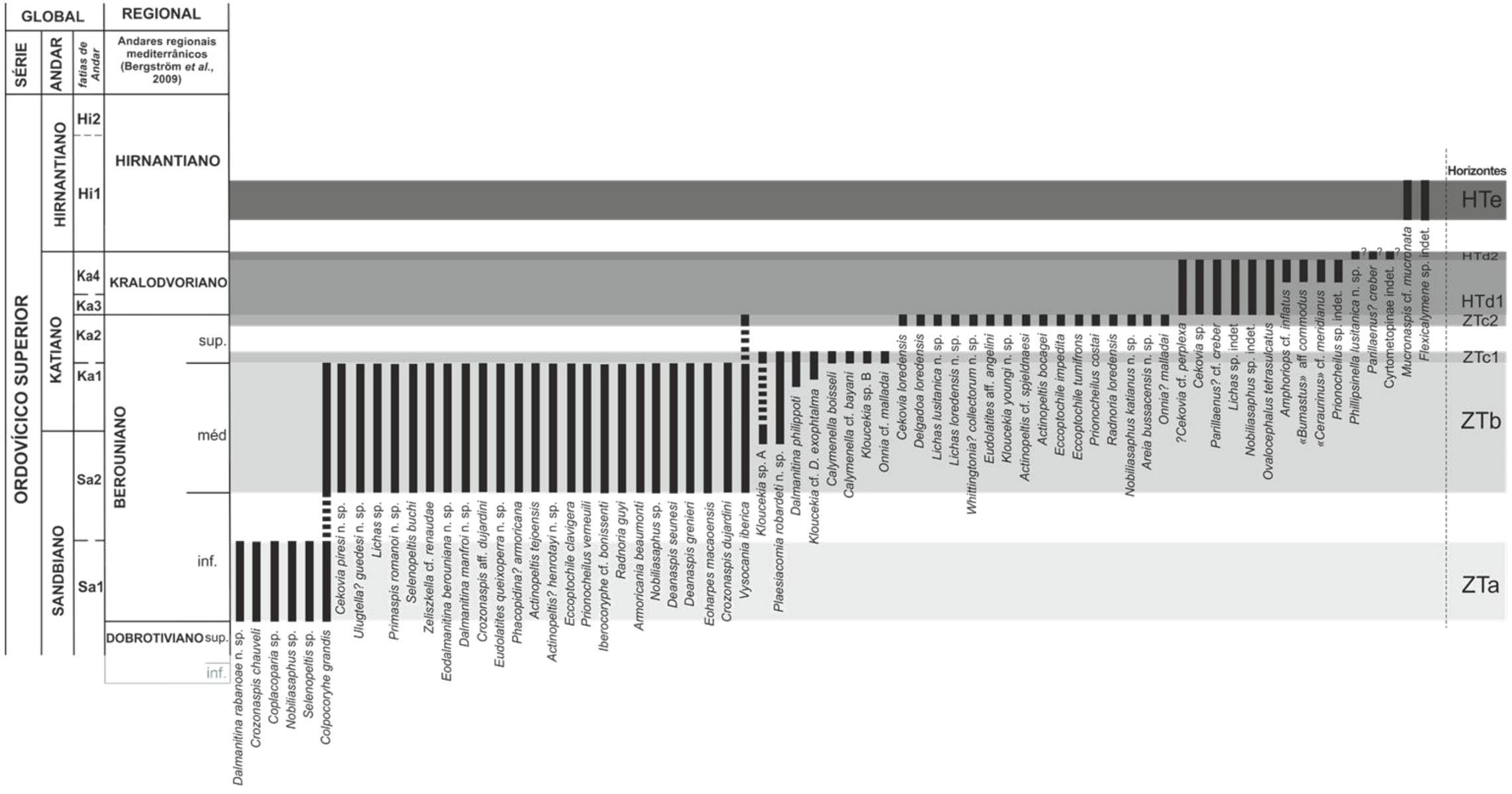


Figura 10.2. Distribuição estratigráfica das trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica na sequência composta pelos diferentes setores estudados (Capítulo 5). A cinzento estão marcados os horizontes estratigráficos reconhecidos através das associações de trilobites (HTa a HTe).

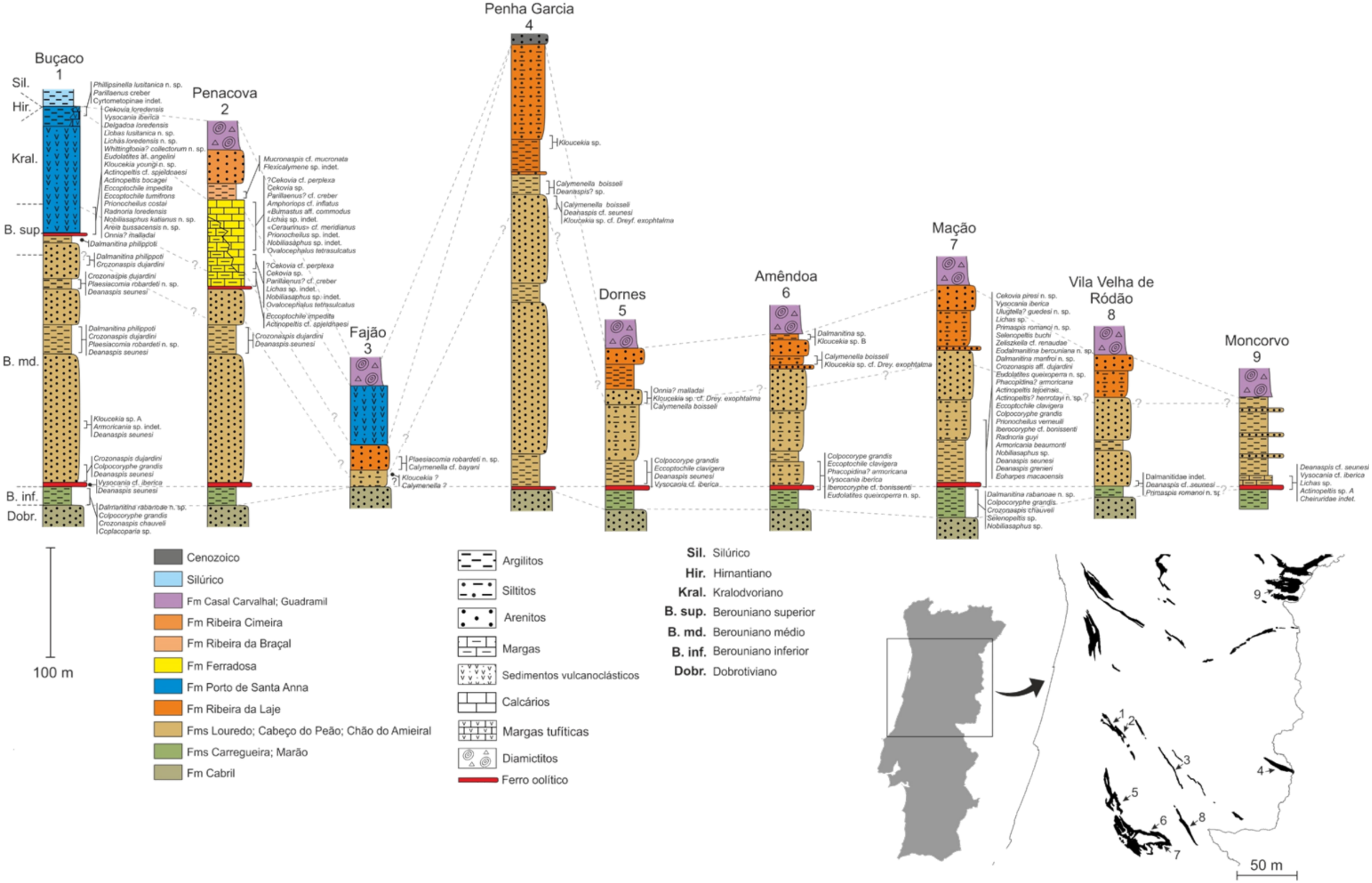


Figura 10.3. Esquema de correlação das sequências e associações de trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa. 1,2 – Sinclinal de Buçaco; 3, Sinclinal de Fajão-Moradal; 4, Sinclinal de Penha Garcia; 5, 6, 7, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro; 8, Sinclinal de Vila Velha de Ródão; 9, Sinclinal de Moncorvo-Poiares.

Berouniano médio. *Colpocoryphe grandis* tem o seu primeiro aparecimento neste horizonte, mas a sua distribuição estratigráfica prolonga-se para o horizonte seguinte (HTb). O género *Coplacoparia* tem o seu registo mais antigo no Dobrotiviano inferior da Iberoarmórica (*C. tournemini*) e o mais recente no Berouniano inferior da República Checa (*C. petri*). Anteriormente, no domínio iberoarmoricano o género era apenas conhecido até ao final do Dobrotiviano *(C. borni*), sendo a ocorrência deste táxon na Formação Carregueira o mais recente documentado nesta região. A baixa biodiversidade de trilobites conhecida no Berouniano inferior de Portugal estará sobretudo relacionada com um controlo de fácies (Biofácies *Dalmanitina*).

O limite superior da Biozona *Crozonaspis chauveli* (HTa neste trabalho) não está definido, resultado do hiato estratigráfico generalizado no domínio peri-gondwânico (à exceção de Marrocos), selado pelo nível de ferro oolítico da base do Berouniano médio (Camada Favaçal em Portugal central) e correlacionado com os movimentos sárdicos (Hammann, 1992; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2002). A ocorrência do quitinozoário *L. dalbyensis* (Laufeld, 1967) em nódulos remobilizados da Camada Favaçal permitiu complementar a zonação biostratigráfica correspondente ao intervalo de tempo abarcado pela lacuna estratigráfica. Porém, do ponto de vista dos macrofósseis, não há indicação da existência de taxa distintos dos documentados no HTa nos nódulos da Camada Favaçal.

A associação macrofossilífera do Berouniano inferior de Portugal tinha sido incluída por Young (1985) na sua Zona 4, definida pela coocorrência de *Dalmanitina rabanoae* e do braquiópode *Heterorthina* sp. aff. *kerfornei*, a qual se corresponde na sua totalidade com o HTa.

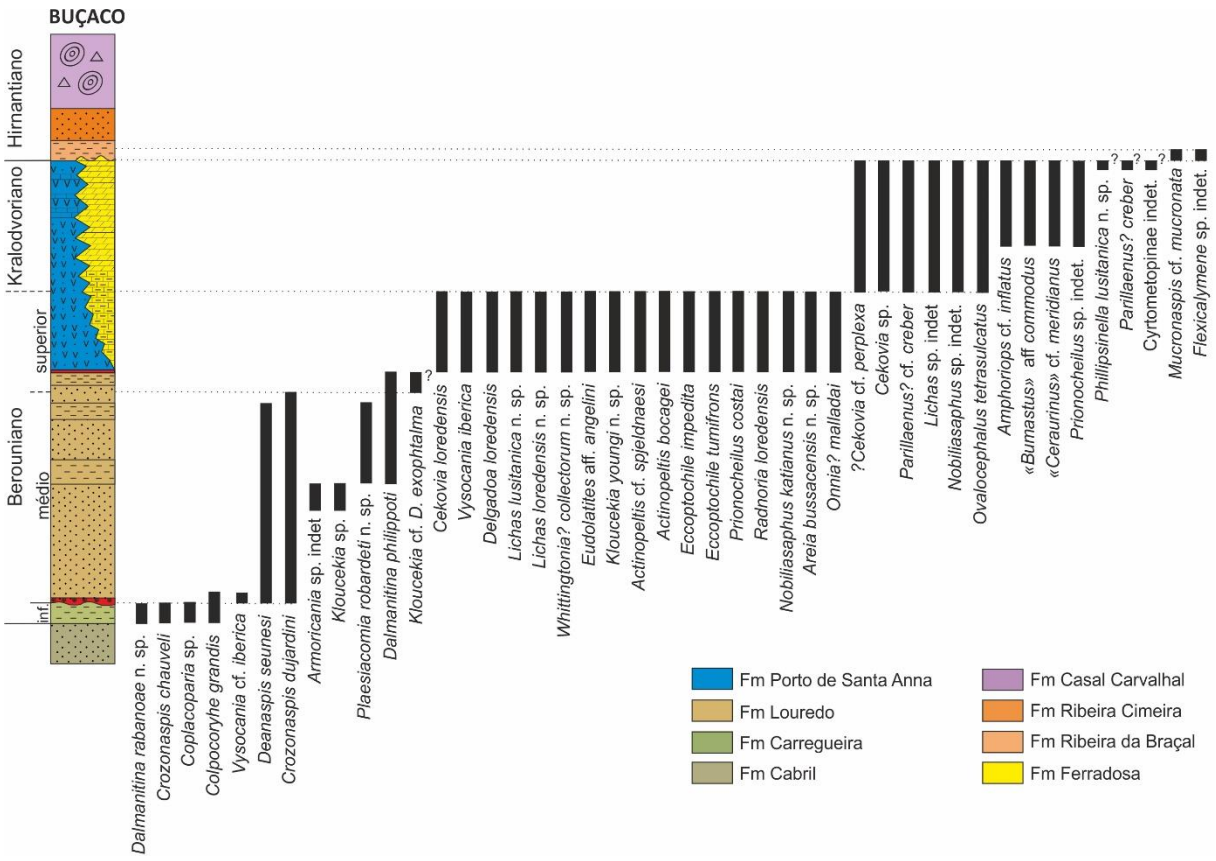


Figura 10.4. Distribuição estratigráfica de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco.

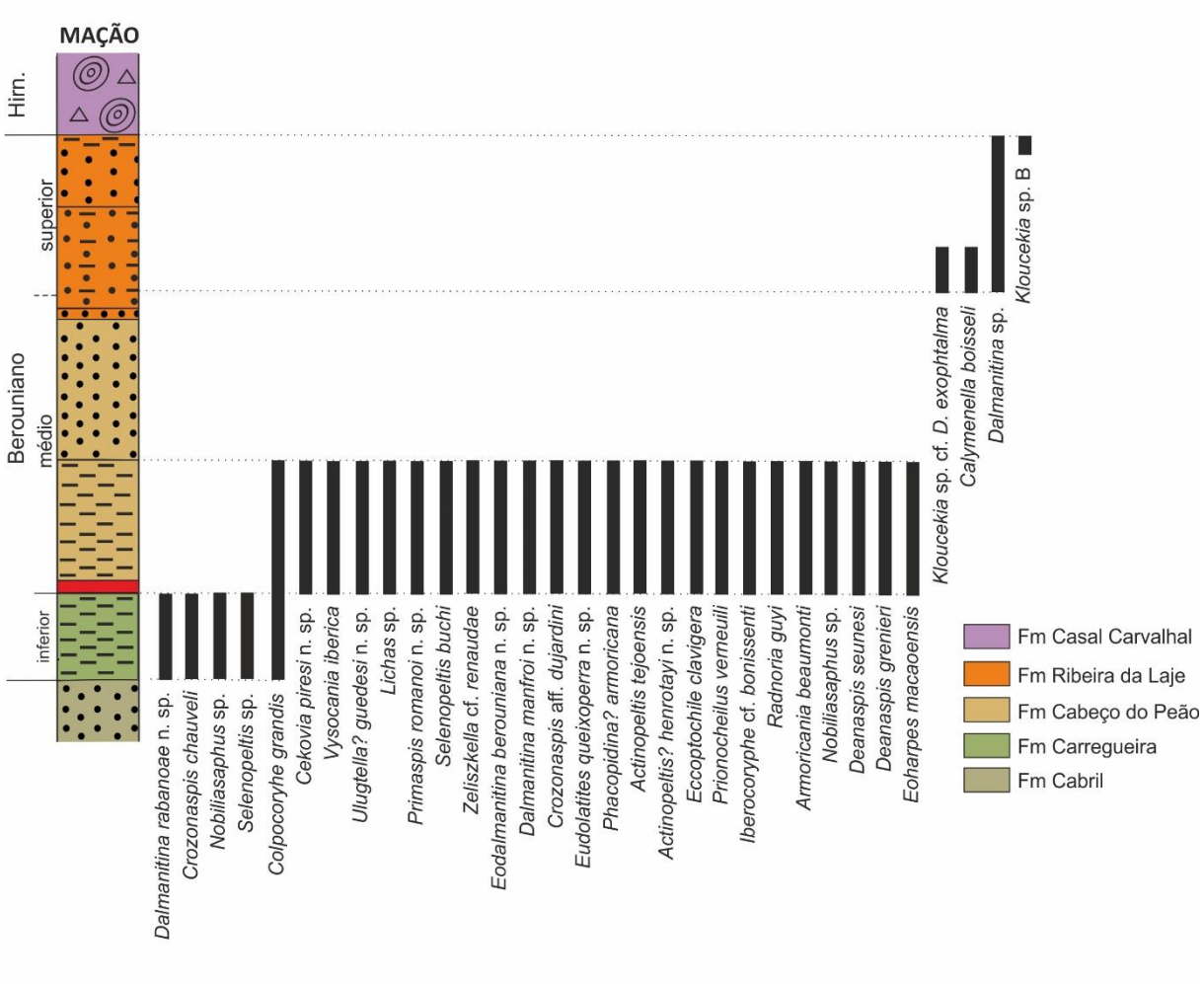


Figura 10.5. Distribuição estratigráfica de trilobites do Ordovícico Superior do Sinclinal de Amêndoa-Mação.

Do ponto de vista da correlação internacional, a associação do HTa caracteriza os depósitos do Berouniano inferior iberoarmoricano (ver também secção 9.1). O primeiro aparecimento do género *Dalmanitina* e da espécie *Colpocoryphe grandis* é coetâneo (Berouniano inferior) em França (topo da Formação Postolonnec; *Dalmanitina rabanoae*), na República Checa (Formação Libeň; *D. cilinensis*) e em Marrocos (Formação Ktaoua inferior; *D. socialis*), correlacionando-se o HTa com as associações da base do Berouniano de outras regiões peri-gondwânicas de alta latitude.

- **HTb – Berouniano médio (formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral)**

O HTb corresponde-se com a Biozona *Crozonaspis dujardini-Deanaspis seunesi*, anteriormente descrita, sendo atribuído ao Berouniano médio. Está representado pelas associações de trilobites da quase totalidade das formações Louredo e Cabeço do Peão e pela única associação descrita na Formação Chão do Amieiral do Sinclinal de Moncorvo-Poiares, correspondendo aos primeiros metros desta unidade. O seu limite inferior está marcado pelo primeiro aparecimento nas sequências portuguesas de um elevado número de novos taxa de

trilobites (para além das espécies-índice que definem a biozona), nomeadamente os géneros *Deanaspis, Vysocania, Cekovia, Ulugtella?, Primaspis, Eudolatites, Actinopeltis* e *Radnoria* e as espécies *Selenopeltis buchi, Eodalmanitina berouniana, Dalmanitina manfroi, Phacopidina? armoricana, Eccoptochile clavigera, Prinocheilus verneuili, Deanaspis grenieri* e *Eoharpes macaoensis.* O seu limite superior, embora pouco preciso, está representado pela última ocorrência de *Deanaspis seunesi* e/ou *Crozonaspis dujardini* e pelo aparecimento do género *Calymenella* e da espécie *Onnia? malladai* (que define a biozona que se segue).

Na sequência ordovícica portuguesa, o limite inferior do HTb/Biozona *Crozonaspis dujardini-Deanaspis seunesi* coincide com a base das formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral, representada por um nível de ferro oolítico em todos os sinclinais (camadas Favaçal e Chão do Amieiral), exceto no de Fajão-Moradal e no de Vila Velha de Ródão. O género *Deanaspis*, representado pela espécie *D. seunesi* ou *D. grenieri*, é o táxon guia desta biozona no domínio iberoarmoricano, tendo uma distribuição que não parece depender muito das fácies e sendo normalmente abundante nas associações de trilobites. É especialmente dominante na parte inferior do HTb, nomeadamente nas fácies arenosas da base da Formação Louredo no Sinclinal de Vila Velha de Ródão, nas margas descalcificadas da parte inferior da Formação Chão do Amieiral (Sinclinal de Moncorvo-Poiares) e nos argilitos do Membro Queixopêrra do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro.

O HTb abarca três das biozonas propostas anteriormente por Young (1985): zona 5 (Biozona de *Oniella* sp.), zona 6 (Biozona de *Drabovia* cf. *redux*) e parte da zona 7 (Biozona de *Svobodaina armoricana*). Porém, e indo ao encontro do já discutido por Romão *et al.* (1995) relativo às zonas 5 e 6 de Young (1985), os dados recolhidos durante este trabalho sugerem que a diferenciação do autor espelha sobretudo uma componente ecológica e tafonómica, mas não biostratigráfica. As espécies de trilobites e de braquiópodes que ocorrem na Camada Favaçal (correspondente à zona 5 de Young, 1985) são as mesmas dos níveis imediatamente suprajacentes. Por outro lado, não há evidências de paraconformidade entre este horizonte basal e os níveis que lhe seguem. No que diz respeito à zona 7, Young (1985) definiu-a como de extensão da espécie de braquiópode *Svobodaina armoricana*. Porém, este braquiópode ocorre desde a base da Formação Cabeço do Peão. Por outro lado, o facto de esta espécie ter o seu primeiro aparecimento na parte média da Formação Louredo, no Membro Vale Saido, deverá resultar de controlo ecológico, uma vez que os membros argilíticos desta formação apresentam associações particulares relacionadas com as diferentes fácies que os caracterizam. A título de exemplo, as trilobites *Dalmanitina philippoti* e *Plaesiacomia robardeti*, que têm o seu primeiro aparecimento no Membro Vale Saido da Formação Louredo, foram documentadas no Maciço Armoricano nas formações Kermeur, Pont-de-Caen e Riadan, em níveis com associações típicas do Berouniano médio e em coocorrência com *Deanaspis seunesi*, *D. grenieri*, *C. grandis*, todos estes taxa com distribuições restritas ao Berouniano médio (HTb, no esquema aqui proposto). Também Colmenar *et al.* (2013) demonstraram que as espécies de *Svobodaina* do Berouniano iberoarmoricano, têm distribuição controlada sobretudo por fatores ecológicos/faciais, sendo o seu valor biostratigráfico limitado.

O limite superior do HTb não coincide com o limite superior da zona 7 de Young (1985). Não foi possível localizá-lo com exatidão, sendo neste trabalho situado algures na

parte superior da Formação Louredo (Fig. 10.4). A espécie *Deanaspis seunesi,* cuja extensão total define o HTa, tem a sua última ocorrência no Membro Zuvinhal, onde estão também representadas as espécies *Plaesiacomia robardeti* e *Crozonaspis dujardini*. Também na Formação Cabeço do Peão, a espécie está limitada ao Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão. As associações de trilobites que se seguem estratigraficamente são caracterizadas pelo aparecimento do género *Calymenella* e do trinuclídeo *Onnia? malladai*. Apenas no Sinclinal de Penha Garcia, no Membro Vaca, foi identificada por Young (1985) a ocorrência de *Deanaspis* cf. *seunesi* em associação com *Calymenella boisseli*. O débil estado de preservação destes fósseis, que justificaram a classificação do trinucleídeo em nomenclatura aberta, não permite aferir a sua identidade específica ou genérica, podendo na verdade corresponder já a *Onnia? malladai,* morfologicamente muito semelhante. Outra espécie com valor biostratigráfico que ocorre nas associações com *Calymenella* é *Kloucekia* sp. (cf. *D. exophtalma*), que tem o seu primeiro aparecimento no Berouniano superior de Espanha (Hammann, 1974), da Montanha Negra (Dreyfuss, 1948) e, representada por morfotipos semelhantes (e possivelmente conspecíficos; ver discussão do género, Capítulo 8), também no Berouniano Superior de Marrocos (Javier-Álvaro *et al.*, 2007) e da Sardenha (Hammann & Leone, 2007). Deste modo, o limite superior do HTb situar-se-á entre as últimas associações aqui atribuídas à HTb (Membro Zuvinhal no Sinclinal de Buçaco e Membro Queixopêrra no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro) e as primeiras que caracterizam o horizonte seguinte, HTc (Membro Galhano? no Sinclinal de Buçaco e Membro Serra do Cadaveira no Sinclinal de Amêndoa-Carveiro). Corroboram este limite os dados de microfósseis de Ellaouad-Debbaj (1978) e de Paris (1981) (limite entre as biozonas C16 e C17 do último autor). De facto, a divisão de três biozonas (5, 6 e 7) por Young (1985), na sequência aqui atribuída ao HTb, está sobretudo relacionada com a zonação de quitinozoários efetuada por Paris (1981), o qual distinguiu um total de quatro biozonas neste intervalo. Porém, do ponto de vista dos grupos de macrofósseis, tal zonação biostratigráfica não tem expressão.

Do ponto de vista da correlação internacional, as associações de trilobites documentadas no Berouniano médio de Espanha e França são significativamente menos diversas do que as das sequências coevas de Portugal, mas representadas pelos mesmos taxa-índice, permitindo correlação com as formações Kermeur, Riadan, "Grupe d'Avrille", Pont-de-Caen e La Sangsurière de França (*Colpocoryphe grandis, Crozonaspis dujardini, Dalmanitina philippoti, Onnia seunesi, O. grenieri, Prionocheilus verneuili, Dalmanitina bossei, Plaesiacomia robardeti, Eccoptochile* sp., *Eudolatites* sp. e *Phacopidina* sp; *vd.* Henry, 1980a, Lebrun, 2002, Vidal *et al.*, 2011) e com as formações "Pizarras intermedias", "Pizarras Cantera", Fombuena e Agüeira de Espanha (*Deanaspis seunesi, Vysocania iberica, Actinopeltis* sp., *Dalmanitina* sp., *Colpocoryphe grandis* e *Crozonaspis* sp.; *vd.* Rábano, 1984).

Alguns dos géneros de trilobites que na ZCI portuguesa, têm o seu primeiro aparecimento no HTb (formações Louredo, Cabeço do Peão e Chão do Amieiral) surgem em níveis mais antigos da República Checa, no Berouniano inferior: *Actinopeltis, Cekovia, Deanaspis* e *Vysocania* têm o seu primeiro aparecimento global (FAD) na Formação Libeň. O facto do Berouniano inferior na Iberoarmórica estar representado apenas por fácies mais profundas (Formação Carregueira e topo da Formação Postolonnec) poderá justificar o

diacronismo do primeiro aparecimento destes géneros face ao seu registo na República Checa. Também a espécie *Eccoptochile clavigera* surge no Berouniano inferior da República Checa. Já o primeiro aparecimento de *Eudolatites* e *Ulugtella?* parece síncrono (Berouniano médio) em todo o domínio peri-gondwânico de alta latitude (Formação Vinice da República Checa e Formação Ktaoua-inferior de Marrocos).

- **HTc – Berouniano superior (topo da Formação Louredo, Membro Serra do Cadaveira da Formação Cabeço do Peão, Formação Ribeira da Laje, Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna e níveis basais do Membro Poiares da Formação Ferradosa em alguns setores)**

O HTc corresponde-se com a Biozona *Onnia? malladai*, anteriormente descrita, e é atribuído ao Berouniano superior. É carecterizado pelas associações de trilobites do topo das formações Louredo (?Membro Galhano e Membro Vaca) e Cabeço do Peão (Membro Serra do Cadaveira), pela Formação Ribeira da Laje, pela parte inferior da Formação Porto de Santa Anna (Membro Leira Má) e pela parte basal da Formação Ferradosa em alguns setores (níveis basais do Membro Poiares). Este horizonte de trilobites foi, para a sequência portuguesa, subdividido em dois: HTc1 e HTc2 (Fig. 10.2). As diferenças que motivam esta subdivisão estarão relacionadas com um controlo de fácies, não sendo o seu valor biostratigráfico possível de aferir (o HTc1 está apenas representada pela Biofácies *Calymenella-Kloucekia* e o HTc2 apenas pela Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, Sub-biofácies Illaenidae). Deste modo, o HTc1 e o HTc2 têm um propósito sobretudo operacional para as sequências portuguesas, mas em termos de correlação biostratigráfica considerar-se-á apenas o HTc, sem a subdivisão referida.

No que diz respeito ao limite inferior do HTc e, consequentemente, do Berouniano superior na sequência do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro (Fig. 10.5), os dados das associações de trilobites sugerem situar-se na parte superior da Formação Cabeço do Peão, sendo que o Membro Serra do Cadaveira, que constitui o topo da unidade, está já caracterizado pelo HTc e é aqui atribuído ao Berouniano superior. Porém, os dados de quitinozoários de Vaz (2010) sugerem que o topo da Formação Cabeço do Peão e também a parte inferior da Formação Ribeira da Laje são ainda de idade Berouniano médio, indicada pela biozona de quitinozoários *Euconochitina tanvillensis*. Estes dados levaram o autor a considerar a existência de uma continuidade estratigráfica entre ambas unidades (Vaz, 2010, perfil XIII fig. 27). Tendo em conta que os estudos litostratigráficos anteriores (Cooper, 1980; Young, 1985 e Romão, 2000) identificaram uma paraconformidade no topo da Formação Cabeço do Peão, e dada a dificuldade na maioria das secções de estabelecer o limite entre os arenitos do Membro Serra do Cadaveira e a base da Formação Ribeira da Laje (ver Capítulo 4), é possível que a interpretação de Vaz (2010) resulte de uma equívoca marcação do limite entre ambas as unidades. Por este motivo, e com base nos dados dos macrofósseis, o Membro Serra do Cadaveira é atribuído neste trabalho ao Berouniano superior.

O limite inferior do HTc, como discutido anteriormente, está definido pela última ocorrência das espécies *Deanaspis seunesi* e/ou *Crozonaspis dujardini* e pelo aparecimento da espécie *Onnia? malladai*. Também o género *Calymenella* tem o seu primeiro aparecimento no HTc. Porém, o facto deste género surgir no Berouniano inferior da República Checa e de ter

um controlo ecológico bastante restrito (Biofácies *Calymenella-Kloucekia*), poderá pôr em causa o seu valor biostratigráfico na Iberoarmórica.

O HTc1 está representado pelas associações de trilobites das fácies areníticas do topo da Formação Cabeço do Peão (Membro Serra do Cadaveira), da Formação Ribeira da Laje e por quartzitos de posição incerta, possivelmente da parte superior da Formação Louredo. Este sub-horizonte é mais facilmente reconhecido nas sequências dos sinclinais de Fajão, Amêndoa-Carvoeiro e Penha Garcia, sendo que no Sinclinal de Buçaco, o facto do topo da Formação Louredo estar caracterizado por fácies mais profundas (Membro Galhano), dificulta o seu reconhecimento. Os taxa-índice do HTc1 são *Onnia?* cf. *malladai* (apenas documentada no Membro Serra do Cadaveira da Formação Cabeço do Peão do setor de Dornes, identificada como *Deanaspis* cf. *grenieri* em Cooper, 1980), *Calymenella* (espécies *C.* cf. *bayani* e *C. boisseli*) e *Kloucekia* cf. *Dreyfussina exophtalma* (*Scotiella? taouzensis* de autores anteriores; e.g. Cooper, 1980; Hammann, 1976). Outros taxa presentes no HTc1 são *Plaesiacomia robardeti* , *Kloucekia* sp. A, *Kloucekia* sp. B e *Dalmanitina philippoti*. Como discutido no Capítulo 8, os Acastacea s.l. são um grupo problemático, e a diferenciação e validade de *Kloucekia*, *Phacopidina* e *Dreyfussina* necessitam revisão profunda. Este grupo de trilobites caracteriza o Berouniano superior do domínio peri-gondwânico de alta latitude (Iberoarmórica, República Checa, Marrocos, Sardenha), mas as suas morfologias são facilmente confundíveis entre si. O facto destes taxa ocorrerem sobretudo em fácies areníticas, nas quais a preservação de detalhes dos fósseis é limitada, torna a revisão sistemática do grupo bastante problemática. A título de exemplo, é importante mencionar que *Kloucekia* sp. B foi anteriormente (Pereira *et al.*, 2014) confundida com *Crozonaspis dujardini*, sugerindo uma extensão desta última espécie ao Berouniano superior a qual, após a reclassificação deste material, não se verifica.

A inexistência de uma sequência contínua do Berouniano superior em Portugal, não permite determinar o limite superior do HTc1 nem aferir qual a posição estratigráfica das associações deste horizonte em relação às associações do HTc2. Nos sinclinais de Fajão, Amêndoa-Carvoeiro e Penha Garcia, há uma lacuna estratigráfica no topo da Formação Ribeira da Laje, cuja extensão é bastante ampla e/ou impossível de determinar com detalhe. A esta lacuna sucedem-se no Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro níveis do Hirnantiano (Formação Casal Carvalhal), no Sinclinal de Penha Garcia níveis do Cenozoico e, no Sinclinal de Fajão, níveis do Berouniano superior (Formação Porto de Santa Anna). No Sinclinal de Buçaco, há também uma lacuna estratigráfica intra-Berouniano superior, a qual separa as associações do HTc1 das associações do HTc2.

Apenas uma espécie parece ser comum aos horizontes HTc1 e HTc2, *Onnia malladai.* Porém, o facto de o único fragmento atribuível a este táxon no HTc1 ser de identificação problemática (*Onnia* cf. *malladai* de Dornes, somente documentada por Cooper, 1980), não permite confirmar essa ocorrência..

O HTc2 está representado apenas no Sinclinal de Buçaco, no Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna e nos níveis basais do Membro Poiares da Formação Ferradosa (apenas em alguns setores). A base da Formação Ferradosa está em alguns setores limitada inferiormente por um nível de ferro oolítico correlacionável com a base do Membro Leira Má (e.g. Sazes de Lorvão e Hospital), mas noutros tal nível não foi documentado (e.g. estratótipo da Formação Ferradosa; Ferradosa, Penacova). No estratótipo da formação, a

ocorrência de uma falha tectónica na base da unidade justifica esta ausência, motivo pelo qual o estratótipo deveria ter sido definido noutro setor. Por este motivo, dados biostratigráficos de autores anteriores (e.g. Sarmiento *et al.*, 2001) obtidos na sequência incompleta da localidade de Ferradosa indicaram para a base da Formação Ferradosa uma idade kralodvoriana. A base desta unidade poderá ser diacrónica, mas o mais provável é que, à semelhança da sequência no estratótipo, a ausência dos níveis basais berounianos seja devida a um controlo estrutural. No setor de Sazes de Lorvão, embora o Membro Poiares esteja limitado inferiormente por um nível de ferro oolítico, os primeiros metros da sequência correspondem a escoadas vulcânicas, sendo que as primeiras associações fossilíferas documentadas serão já kralodvorianas. Na localidade de Hospital (jazida HOS-MP-1), a associação macrofossilífera da base do Membro Poiares é constituída por taxa presentes no Membro Leira Má, corroborando a atribuição ao Berouniano superior. Com base nestes dados, neste trabalho (Fig. 10.3) a Formação Ferradosa é considerada um equivalente lateral "total" da Formação Porto de Santa Anna (balizado inferiormente pelo nível de ferro oolítico e superiormente pelas associações de *Foliomena,* descritas na secção 9.2). Anteriormente, a base da Formação Ferradosa era atribuída ao Kralodvoriano, e, por conseguinte, a unidade era correlacionada apenas com a metade superior da Formação Porto de Santa Anna (Sá *et al.*, 2011, com referências prévias).

O limite inferior do HTc2 coincide assim com o nível de ferro oolítico basal do Membro Leira Má e do Membro Poiares e está definido pelo primeiro aparecimento de vários taxa, facto que motivou Delgado (1901) a interpretar uma "invasão": os géneros *Delgadoa, Whittingtonia?* e *Areia* e as espécies *Cekovia loredensis, Lichas lusitanica, L. loredensis, Eudolatites* aff. *angelini, Kloucekia youngi, Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi, Actinopeltis bocagei, Eccoptochile impedita, Eccoptochile tumifrons, Prionocheilus costai, Radnoria loredensis* e *Nobiliasaphus katianus*. As espécies listadas pertencem a géneros presentes nos horizontes anteriores, mas são espécies distintas daquelas, mas que estão de acordo com a tendência evolutiva da linhagem a que pertencem (Capítulo 8). As únicas espécies presentes no HTc2 que ocorrem em biozonas anteriores são *Onnia malladai* (presente também no HTc1, a qual é, porém, coetânea) e *Vysocania iberica*, presente no HTb. A morfologia do género *Vysocania* (ver discussão; Capítulo 8) dificulta o reconhecimento de modificações resultantes de especiação. Embora se tenham considerado conspecíficos os espécimes do HTb e do HTc2, porque fenotipicamente não foram detetados caracteres distintos entre ambos os conjuntos de material, do ponto de vista biológico não se pode excluir a possibilidade de estes representarem espécies distintas, cujo reconhecimento poderá estar além das limitações da sistemática paleontológica.

Anteriormente, Young (1985) incluiu as associações do HTc2 na sua zona 8 (Biozona de *Svobodaina* n. sp.= *Svobodaina havliceki*).

Em termos de correlação internacional, os taxa que caracterizam o HTc1 foram documentados em várias unidades de outros países do domínio peri-gondwânico de alta-latitude, em fácies arenosas do Berouniano superior (ver também secção 9.2.2). Em Espanha, na Formação "Quartzitos com *Calymenella*" e Membro Huerva da Formação Fombuena (Rábano, 1984; Villas, 1985; 1995), no Maciço Armoricano (parte inferior da Formação St.-Germain-sur-Ille do Sinclinório de Menez-Belair e "Complexe de Pièrre-Melière, no Sinclinal de Ancenis; Henry, 1980a), na Montanha Negra (Formação Glauzy; Dreyfuss, 1956; Colmenar *et al.*, 2013), em Marrocos (parte superior da Formação Ktaoua Inferior e Formação

Tiouririne Superior; Álvaro *et al.*, 2007; Colmenar & Álvaro, 2014) e na Sardenha (Formação Punta Serppedì, Hammann & Leone, 1997). A associação de trilobites do HTc2 tem vários taxa em comum com as "Lumaquelas terminales" da Formação Bancos Mixtos, nomeadamente *Vysocania iberica, Cekovia loredensis?, Nobiliasaphus katianus, Eccoptochile impedita, Actinopeltis spjeldnaesi* e *Onnia malladai* (Hammann, 1976). Embora distintos a nível específico, estão presentes também nas "Lumaquelas terminales" outros taxa afim, como *Prionocheilus almelai* e *Eudolatites flavus*. Esta unidade espanhola representa fácies menos profundas que as do Membro Leira Má, estando presentes alguns taxa documentados no HTc1, como *Calymenella boisseli, Dreyfussina exophtalma* (*Kloucekia* sp. neste trabalho) e *Dalmanitina acuta*, o que sugere contemporaneidade de HTc1 e HTc2, devendo as suas diferenças na sequência portuguesa estar relacionadas com um controlo ecológico e não biostratigráfico (como mencionado). No Maciço Armoricano, na Formação Rosan da Península de Crozon (a qual se correlaciona lateralmente com a Formação Porto de Santa Anna), foram documentadas *Cekovia perplexa?* (que poderá na verdade corresponder a *C. loredensis*), *C. munieri* (espécie também presente na Formação Bancos Mixtos) e *Prionocheilus costai* (Lebrun, 2002). Também na Sardenha, Hammann & Leone (1997, 2007) descreveram associações com vários taxa em comum, na parte inferior da Formação Portixeddu, nos horizontes Th2a e Th2b, os quais, à semelhança de HTc1 e HTc2, apresentam, respetivamente, uma associação de biofácies menos profundas, com *Calymenella* e *Kloucekia*, e outra associação mais diversa de biofácies afim à do Membro Leira Má, com os géneros *Eudolatites, Nobiliasaphus, Lichas, Prionocheilus* e *Radnoria*. A nível genérico, a associação HTc apresenta também grande afinidade com as associações da Formação Bohdalec da República Checa, unidade após a qual se definiu o Berouniano superior. Em comum estão presentes *Nobiliasaphus, Vysocania, Onnia, Prionocheilus, Actinopeltis, Calymenella, Dalmanitina, Eudolatites, Phacopidina* e *Dreyfussina* ? (acastáceo s.l. afim das formas identificadas como *Kloucekia* sp. neste trabalho) e *Kloucekia.*

- **HTd – Kralodvoriano (formações Porto de Santa Anna e Ferradosa)**

O HTd corresponde à Biozona *Cekovia perplexa*, anteriormente descrita, e é atribuído ao Kralodvoriano. Está reconhecido exclusivamente no Sinclinal de Buçaco, pelas associações de trilobites da Formação Porto de Santa Anna da sequência suprajacente ao Membro Leira Má e pelas associações da Formação Ferradosa, com exceção dos níveis basais do Membro Poiares nos setores onde a base da unidade está definida pelo nível de ferro oolítico. Este horizonte de trilobites foi, para a sequência portuguesa, subdividido em dois: HTd1 e HTd2 (Fig. 10.2). Esta subdivisão é efetuada num sentido biostratigráfico (e não controlo ecológico, como em HTc), após a análise biostratigráfica dos braquiópodes que ocorrem nas associações estudadas (ver secção 9.2.3). Relativamente à subdivisão da Biozona *Cekovia perplexa* (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016), nomeadamente nas sub-biozonas "*Vysocania"* cf. *oblita* (*sensu* Hammann, 1992) e *Holdenia insculpta* (Fig. 10.1), a ausência destes taxa índice nas sequências portuguesas não permite verificar se existe correspondência entre o HTd1 e HTd2 e as biozonas propostas por estes autores.

No que diz respeito ao limite inferior do HTd e, consequentemente, do Kralodvoriano na sequência do Sinclinal de Buçaco, os dados das associações de trilobites e braquiópodes sugerem situar-se na parte média da Formação Porto de Santa Anna e na base ou níveis basais

da Formação Ferradosa (variável conforme a secção), mas a inexistência de uma sequência fossilífera contínua não permite localizar este limite com exatidão. Nenhum dos taxa de trilobites presentes no HTd1 está presente nas zonas anteriores, caracterizando-se pelo aparecimento de novos géneros e espécies, nomeadamente *Parillaenus?* cf. *creber*, *Ovalocephalus tetrasulcatus*, *Amphoriops* cf. *inflatus, "Bumastus"* aff. *commodus*, *"Ceraurinus"* cf. *meridianus* e ?*Cekovia* cf. *perplexa*. Estão ainda representados nas associações incluídas no HTd1 *Cekovia* sp., *Lichas* sp. indet., *Prionocheilus* sp. indet e *Nobiliasaphus* sp. indet. O HTc2 é caracterizado pelo aparecimento de *Phillipsinella lusitanica*, ocorrendo ainda *Parillaenus? creber* (esta identificada também, embora em nomenclatura aberta, no HTd1).

A correlação estratigráfica entre os diferentes setores é difícil de aferir, com secções onde só estão representadas as fácies do Membro Poiares, outras onde há intercalações métricas de tufos vulcânicos, pelo que a posição relativa das associações descritas entre si para o HTd1 (Fig. 10.2) é apenas tentativa. A subdivisão proposta para o Kralodvoriano com base nas associações de braquiópodes (ver Anexo VI), não se reconhece para as trilobites.

Em termos de correlação internacional, as associações de trilobites do HTd apresentam a maioria dos taxa em comum com os membros Rebollarejo e Rebosilla (equivalentes laterais com fácies distintas) da Formação Caliza de Cistoideos, nomeadamente *Nobiliasaphus, Parillaenus? creber, Amphoriops inflatus, Cekovia perplexa, "Bumastus"* aff. *commodus, Phillipsinella, "Ceraurinus"* cf. *meridianus, Ovalocephalus tetrasulcatus, Prionocheilus* e *Lichas* (Hammann, 1992). Também as associações do horizonte Th3a da Formação Portixeddu e horizonte TH4 do Membro Punta S'Argiola da Formação Domusnovas da Sardenha apresentam bastante afinidade com as associações do HTd, nomeadamente *Parillaenus? creber, Amphoriops, Nobiliasaphus, Prionocheilus, Lichas, Ovalocephalus tetrasulcatus* (Hammann & Leone, 2007). O único táxon que está simultaneamente limitado ao topo da Formação Porto de Santa Anna e da Formação Caliza de Cistoideos é *Phillipsinella*, sugerindo que o sub-horizonte HTd2 aqui reconhecido se poderá correlacionar com a Sub-biozona *Holdenia insculpta* de Gutiérrez-Marco *et al.* (2016). A correlação biostratigráfica internacional da associação de HTd2 foi anteriormente discutida na secção 9.2.3.

- **HTe – Hirnantiano (Formação Ribeira do Braçal)**

Corresponde às associações atribuídas à Fauna de *Hirnantia*, estando definida pela extensão do género *Mucronaspis* e sendo atribuída ao Hirnantiano (Fig. 10.2). Está representado exclusivamente no Sinclinal de Buçaco, pela associação de trilobites da Formação Ribeira do Braçal.

A única associação representante deste horizonte em Portugal provém da parte inferior da Formação Ribeira do Braçal e está constituída maioritariamente por *Mucronaspis* cf. *mucronata,* tendo apenas sido identificado outro táxon, *Flexicalymene* sp. indet. Mais detalhes sobre esta associação, consultar secção 11.3.

Em termos de correlação internacional, *Mucronaspis* e *Flexicalymene* estão presentes nas associações de trilobites do Hirnantiano a nível global (ver Capítulo 8), representanto a cosmopolita e oportunista Fauna de *Hirnantia*. Em Espanha, foi documentada a presença de *Mucronaspis mucronata* em Tremedal e Noguera (Vizcaïno *et al.,* 2004), *Mucronaspis* sp. na

Formação Valle (Robardet & Gutiérrez-Marco, 2004) e *Mucronaspis* e *Flexicalymene* no Hirnantiano da Cantábrica (Bernárdez *et al.*, 2015). Em França, Henry (1980a) documentou *Mucronaspis* sp. no Hirnantiano da Formação "Pelitos com fragmentos" do Hirnantiano da região de May-sur-One. Na Sardenha, Hammann & Leone (2007) descreveram *Mucronaspis mucronata* no Membro Girisi da Formação Marco do Hirnantiano da Sardenha.

10.4. Atualização da escala biozonal de trilobites do domínio iberoarmoricano

Os dados biostratigráficos obtidos através do estudo sistemático das trilobites do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa permitiram aumentar significativamente o conhecimento da distribuição temporal das associações de trilobites da Iberoarmórica, sobretudo do Berouniano médio, do Berouniano superior e do Kralodvoriano. Estes dados permitiram uma reavaliação da escala ordovícica de biozonas de trilobites, proposta para este domínio por Gutiérrez-Marco *et al.* (2002) após as contribuições de Herny (1980), Hammann (1974, 1976, 1983) e Rábano (1989a), que tem vindo a ser atualizada até à recente versão de Gutiérrez-Marco *et al.* (2016). O esquema de horizontes discutido anteriormente corrobora a proposta destes autores, sendo sugeridos ajustamentos/actualizações apenas para a biozonação do Kralodvoriano (Fig. 10.6).

No que diz respeito ao Andar Berouniano como um todo, acrescentou-se com um intuito operacional a biozona de intervalo *Eudolatites-Dalmanitina*. Estes géneros estão restritos ao Berouniano iberoarmoricano. *Dalmanitina* tem o seu primeiro aparecimento no Berouniano inferior e *Eudolatites* no Berouniano médio, sendo relativamente abundantes e estando presentes na maioria das associações conhecidas desta região até ao topo do Berouniano superior. Esta biozona de intervalo poderá ter utilidade sobretudo para definir o início e final do Berouniano, uma vez que *Crozonaspis chauveli* é significativamente menos abundante que *Dalmanitina* nas associações conhecidas do Berouniano inferior e que, na ausência de material bem preservado, *C. chauveli* dificilmente pode ser distinguida de *C. incerta* (espécie que a precede) e de *C. dujardini* (espécie que a procede). Por outro lado, o controlo ecológico da distribuição de *Onnia? malladai* apresenta limitações, podendo na sua ausência a presença de *Eudolatites* e/ou *Dalmanitina* ser importante para balizar o limite Berouniano/Kralodvoriano (e.g. topo da Formação Ribeira da Laje, Membro Leira Má). É importante também referir que, à exceção da espécie *Dalmanitina lamarmorai*, cuja distribuição alcança o Kralodvoriano na Sardenha, estes géneros estão restritos ao Berouniano não só na Iberoarmórica, mas em todo o domínio peri-gondwânico (dados de Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016). *Dalmanitina lamarmorai* foi atribuída por Hammann & Leone (2007) ao subgénero *Dalmanitina* (*Thuringaspis*). Embora neste trabalho este tenha sido considerado um sinónimo de *Dalmanitina* e, como tal, se tenha proposto a extinção da divisão subgenérica deste género, no caso de uma reavaliação futura deste táxon demonstrar a validade de *Dalmanitina* (*Thuringaspis*), *Dalmanitina* (*Dalmanitina*) passará a estar restrita ao Berouniano também na Sardenha. O valor biostratigráfico do intervalo estratigráfico destes géneros tinha já sido posto de manifesto por Budil *et al.* (2008), que ao estudar a distribuição

das trilobites dalmanitóides da República Checa, referiram o evento de expansão *Dalmanitina-Eudolatites* durante o Berouniano.

No que diz respeito ao Kralodvoriano, sugere-se que a Biozona de *Cekovia perplexa* seja substituída pela biozona de associação *Cekovia perplexa-Parillaenus? creber*. *Cekovia perplexa* não foi identificada com certeza nas sequências portuguesas e na sequência espanhola está representada por dois taxa que, embora originalmente tenham sido definidos como subespécies de *C. perplexa*, neste trabalho são consideradas espécies independentes (*C. perplexa* e *C. tenuis*). *Parillaenus? creber* está presente em todas as associações conhecidas do Kralodvoriano da Iberoarmórica, sendo também abundante no Kralodvoriano da Sardenha (onde está também restrita a este andar regional), e a sua distribuição parece menos dependente das fácies do que *Cekovia*. No que diz respeito às sub-biozonas kralodvorianas propostas por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016), a espécie *"Stenopareia"* cf. *oblita* de Hammann (1992) foi apenas identificada na Formação Caliza de Cistoideos e, desconhecendo-se a sua identidade genérica, não permite efetuar qualquer correlação. Em Portugal, não se reconheceu no HTd1 uma mudança nas associações que motive a subdivisão desta zona (a qual se correlacionaria com a Sub-biozona *"Stenopareia"* cf. *oblita*), parecendo que as diferenças documentadas estão relacionadas sobretudo com as fácies. Deste modo, sugere-se a extinção desta subdivisão, uma vez que parece ter uma aplicação apenas local (Cadeias Ibéricas, Espanha). Também *Holdenia insculpta*, que define a sub-biozona do topo do Kralodvoriano na proposta de Gutiérrez-Marco *et al.* (2016), não foi registada em nenhuma outra sequência do domínio iberoarmoricano, sendo este género desconhecido também no restante domínio peri-gondwânico de alta latitude. Sugere-se assim a substituição desta sub-biozona por uma biozona de conjunto *Holdenia insculpta-Phillipsinella lusitanica*. Embora a última espécie não tenha sido ainda documentada noutras regiões, a identificação do género *Phillipsinella* no horizonte fossilífero mais alto da sequência do Membro Rebosilla da Formação Caliza de Cistoideos e a ampla distribuição geográfica do género não só no domínio peri-gondwânico de alta-latitude mas também a nível mundial no final do Kralodvoriano, poderá aumentar a utilidade desta sub-biozona em estudos futuros.

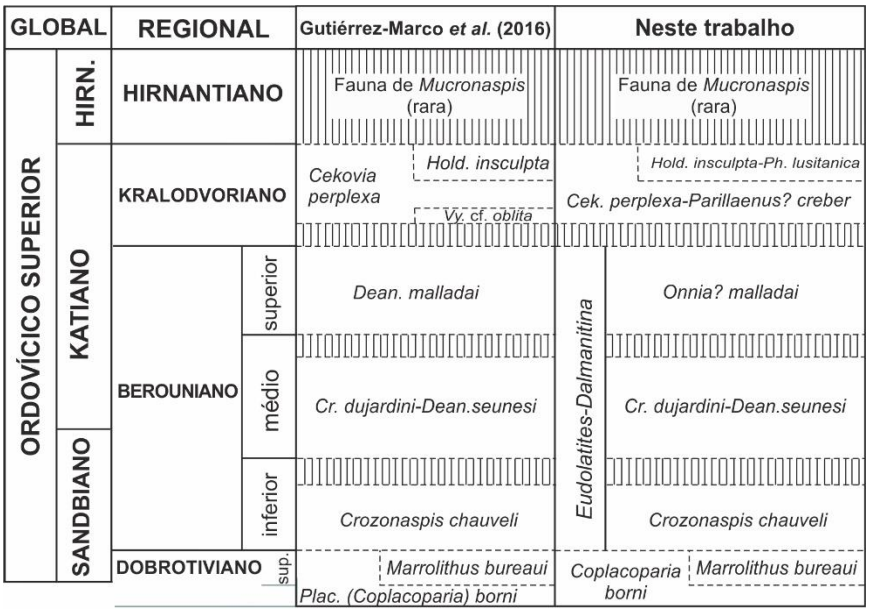


Figura 10.6. Atualização do esquema biozonal de trilobites proposto por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) para o Ordovícico Superior iberoarmoricano proposta neste trabalho.

11. PALEOBIOGEOGRAFIA

As primeiras referências paleobiogeográficas baseadas nas trilobites do Ordovícico português foram estabelecidas por John William Salter, que considerou que as espécies do Buçaco têm grande afinidade com as das rochas da mesma idade em França (Ribeiro, 1853), e por Delgado (1870), que identificou nestes níveis várias espécies comuns à região da Boémia. Nos anos que se seguiram, a similaridade entre as associações de trilobites ordovícicas portuguesas e francesas foi-se tornando cada vez mais reconhecida (Oehlert, 1895; Delgado, 1897, 1908; Kerforne, 1901). Ainda no século XIX, o estudo das associações de trilobites ordovícicas de Portugal permitiu a Delgado (1892, 1901) identificar o aparecimento repentino de novos taxa num nível do Ordovícico Superior do Buçaco (atualmente Membro Leira Má, da Formação Porto de Santa Anna) justificando-o com alterações da paleogeografia envolvente (Delgado, 1901).

Os estudos da paleogeografia de Portugal continental no Ordovícico são escassos. Mesmo a nível global, não obstante os recentes avanços do conhecimento relativo à paleogeografia ordovícica, subsistem ainda muitas dúvidas e incongruências, principalmente a nível local e regional.

11.1. Paleogeografia do Ordovícico

- **Configuração geográfica da Gondwana**

Nos últimos 25 anos a interação entre estudos tectónicos, estratigráficos, paleontológicos, paleoclimatológicos e paleomagnéticos possibilitou um significativo progresso na compreensão da paleogeografia global do Ordovícico (Fortey & Cocks, 2003,

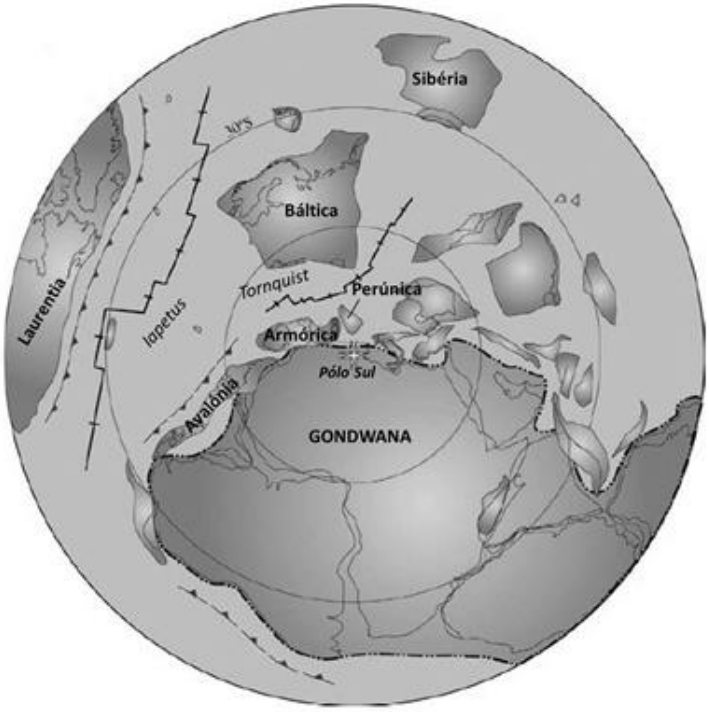


Figura 11.1. Reconstituição paleogeográfica para o Ordovícico Inferior (Arenigiano), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul. Modificado de Cocks & Torvsik (2006).

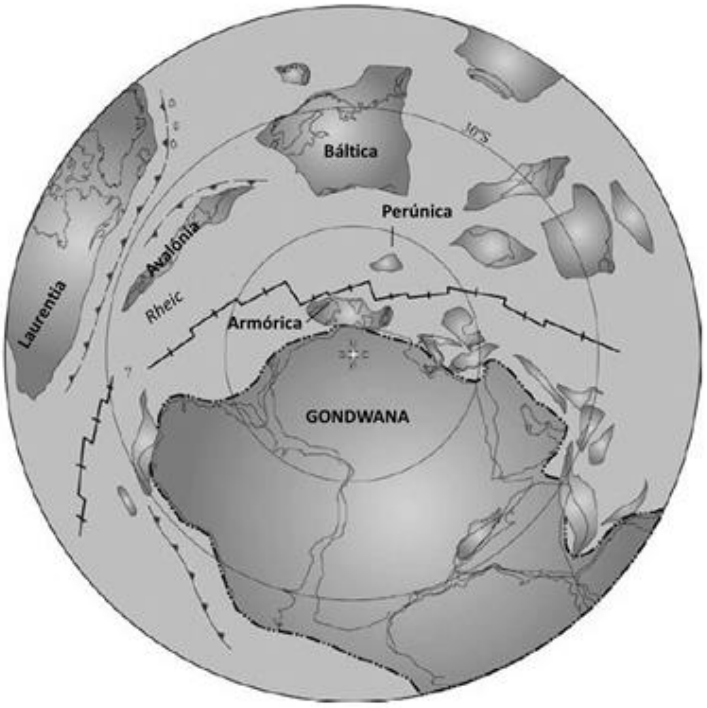


Figura 11.2. Reconstituição paleogeográfica do Ordovícico Médio (Dobrotiviano), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul. Modificado de Cocks & Torsvik (2006).

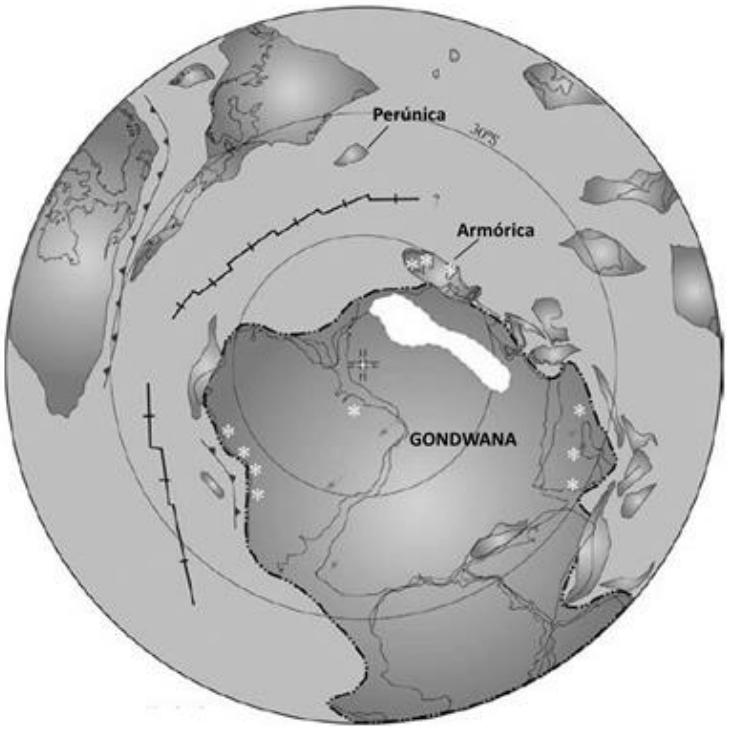


Figura 11.3. Reconstrução geográfica do Ordovícico Superior (Hirnantiano terminal), em projeção polar azimutal equivalente, com centro de projeção no polo Sul. Modificado de Cocks & Torvsik (2006). A branco, os depósitos glaciários.

com referências prévias; Cocks & Torsvik, 2006; Servais *et al*., 2010), tendo sido sugeridas várias reconstituições desde a proposta de Scotese & Mckerrow (1990) (e.g., Torsvik, 1998; Cocks, 2001; Cocks & Torsvik, 2002, 2006; Basset, 2009; Stampfli *et al*., 2011).

O Paleozoico inferior foi marcado por uma importante dispersão das massas continentais anteriormente reunidas no supercontinente Rodínia no final do Proterozoico (Figs. 11.1, 11.2, 11.3). Esta dispersão, associada a um elevado eustático, conduziu à inundação das numerosas plataformas continentais que então se definiram (Algeo & Seslavinsky, 1995). No início do Ordovícico existiria um único supercontinente, a Gondwana, três continentes, Laurentia, Báltica e Sibéria e vários terrenos menores dispostos ao largo dos continentes (Cocks & Torsvik, 2002; Fig. 11.1). Entre os diferentes terrenos peri-gondwânicos ordovícicos, Schatz *et al*. (2002) distinguiram a Associação do Terreno Armoricano (Armorican Terrane Assemblage), na qual agruparam os terrenos Saxo-Turingiano, Teplá-Barrandiano, a Ibéria e a Armórica (s.s.). Mais recentemente, Cocks & Torsvik (2006) consideraram os dois primeiros como independentes, baseando-se nos dados de Tait *et al*. (1994) e Havlíček *et al*. (1994), reunindo-os no terreno Perúnica, mantendo na Associação do Terreno Armoricano (ATA) apenas a Ibéria e a Armórica (s.s.). Assim, neste trabalho será adotada a nomenclatura paleogeográfica do Ordovícico proposta por Cocks & Torsvik (2006).

Durante a primeira Época ordovícica, um processo de subducção iniciou o estreitamento do oceano Iapetus, que se localizava entre a Laurentia e a Gondwana (Fig. 11.4). A Avalónia, parte integrante da Gondwana até ao Floiano (escala global), terá derivado para norte, com o alargamento do oceano Rheic a sul deste terreno. O oceano Tornquist (Cocks & Fortey, 1982), que durante a maior parte do período Ordovícico separou os continentes Gondwana e Báltica, foi ficando mais estreito como resultado da subducção sob a Avalónia, fechando já no limite com o Silúrico (Torsvik & Rehnström, 2003). Durante o Ordovícico Médio, o alargamento de um oceano na margem nordeste da Gondwana, separou a Perúnica deste supercontinente (Cocks & Torvsik, 2006; embora mais recentemente esta visão já não seja aceite, considerando-se apenas o afastamento da Saxo-Turíngia; e.g. Harper *et al.*, 2013).

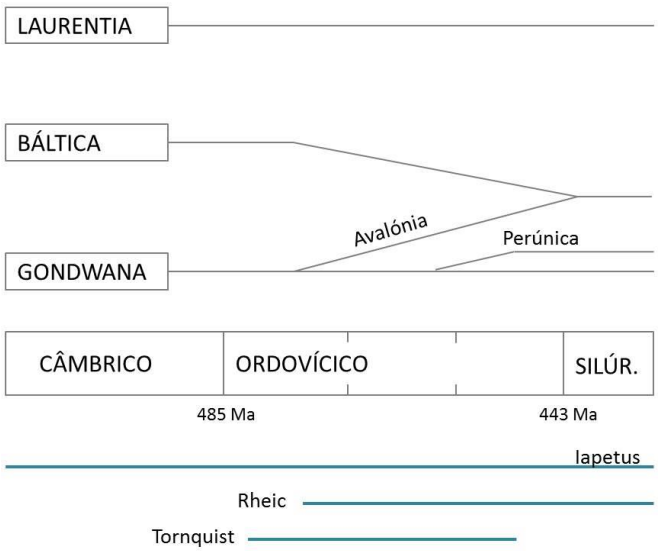


Figura 11.4. Esquema da evolução ordovícica dos principais terrenos atualmente integrados na Europa. Em baixo, a longevidade dos oceanos diferenciados no Ordovícico, cujas suturas estão incluídas na Europa atual. Modificado de Cocks & Torvsik (2006).

Não obstante os recentes avanços do conhecimento relativo à paleogeografia global do Ordovícico, subsistem ainda muitas dúvidas e incongruências, principalmente a escalas menores. A carência de estudos em determinadas regiões impossibilita a realização de trabalhos de revisão regional e a influência das orogenias Varisca e Alpina sobre os depósitos sedimentares anteriores a estes episódios deformacionais dificulta as reconstituições paleogeográficas do continente gondwânico (e.g. Hammann *et al*., 1982; Paris & Robardet, 1990, Cocks, 2000; Robardet, 2002 e Meireles, 2011).

- **A Associação do Terreno Armoricano e o domínio peri-gondwânico de alta-latitude**

A Associação do Terreno Armoricano (ATA) permaneceu como parte integrante da Gondwana pelo menos até ao final do Silúrico, altura em que a abertura do paleo-Tétis conduziu à sua separação do paleo-supercontinente (Cocks & Fortey, 1982; Paris & Robardet, 1990; Robardet *et al*., 1990; Henry & Destombes, 1991; Erdtmann *et al*., 1991; Fortey & Cocks, 1992; Hammann, 1992; Stampfli *et al*., 2002; Robardet, 2003). Os dados sedimentológicos e os da distribuição das associações fossilíferas indicam que a posição da ATA em relação a África não seria muito diferente da atual localização (Robardet, 2003). A Perúnica, cuja relação paleobiogeográfica com a ATA durante o Ordovícico foi desde cedo evidenciada (Destombes, 1967, com referências prévias; Nysaether, 2002), ter-se-á individualizado e derivado através do oceano Rheic para norte. Embora alguns autores defendam que este terreno estaria já isolado no Berouniano (e.g. Havlíček *et al*., 1994), as associações fossilíferas e as sequências litostratigráficas não parecem indicar uma separação tão prematura (e.g. Harper *et al.,* 2013). Outros terrenos peri-gondwânicos dispunham-se, à semelhança da ATA, como o nome indica, em torno da Gondwana (Figs. 11.1, 11.2 e 11.3). São exemplo disso a Avalónia, os Fragmentos Alpinos, a Apúlia, a Adria, o Terreno Reno-Hercínico, o Helénico e a Moésia (Cocks & Torsvik, 2006). Os dados de paleomagnetismo ordovícicos para a ATA, embora escassos, indicam uma paleolatitude entre os 65º S e os 75º S (Perroud *et al*., 1984).

A semelhança dos depósitos ante-mesozoicos do Maciço Armoricano com os da Península Ibérica cedo sugeriu que estas regiões, hoje separadas por um segmento oceânico (Golfo da Biscaia), teriam formado um terreno contínuo (Suess, 1888). A cadeira hercínica inclui grandes regiões arqueadas de ambos os lados deste golfo, sendo classicamente interpretado o Arco Iberoarmoricano (e.g. Robardet, 2002; Martínez Catalán *et al.*, 2007), onde as litologias e biofácies ordovícicas se dispõem de forma concêntrica (Fig. 11.6a). Porém, modelos mais recentes sugerem a possibilidade de um oroclinal em forma de S, com uma curvatura cantábrica e outra centro-ibérica (e.g. Martínez-Catalán, 2011; Shaw *et al.*, 2012; Dias *et al.*, 2014; Shaw & Johnson, 2016; Fig. 11.5, 11.6b,c). A continuidade entre as regiões de Buçaco e a Bretanha implicada no modelo clássico do Arco Iberoarmoricano é assim posta em causa nestes modelos mais recentes (Fig. 11.6b-c).

Alguns autores defenderam que o processo de rifting que conduziu à separação da ATA do continente gondwânico deverá ter tido como locus da sutura principal o Domínio Ebro-

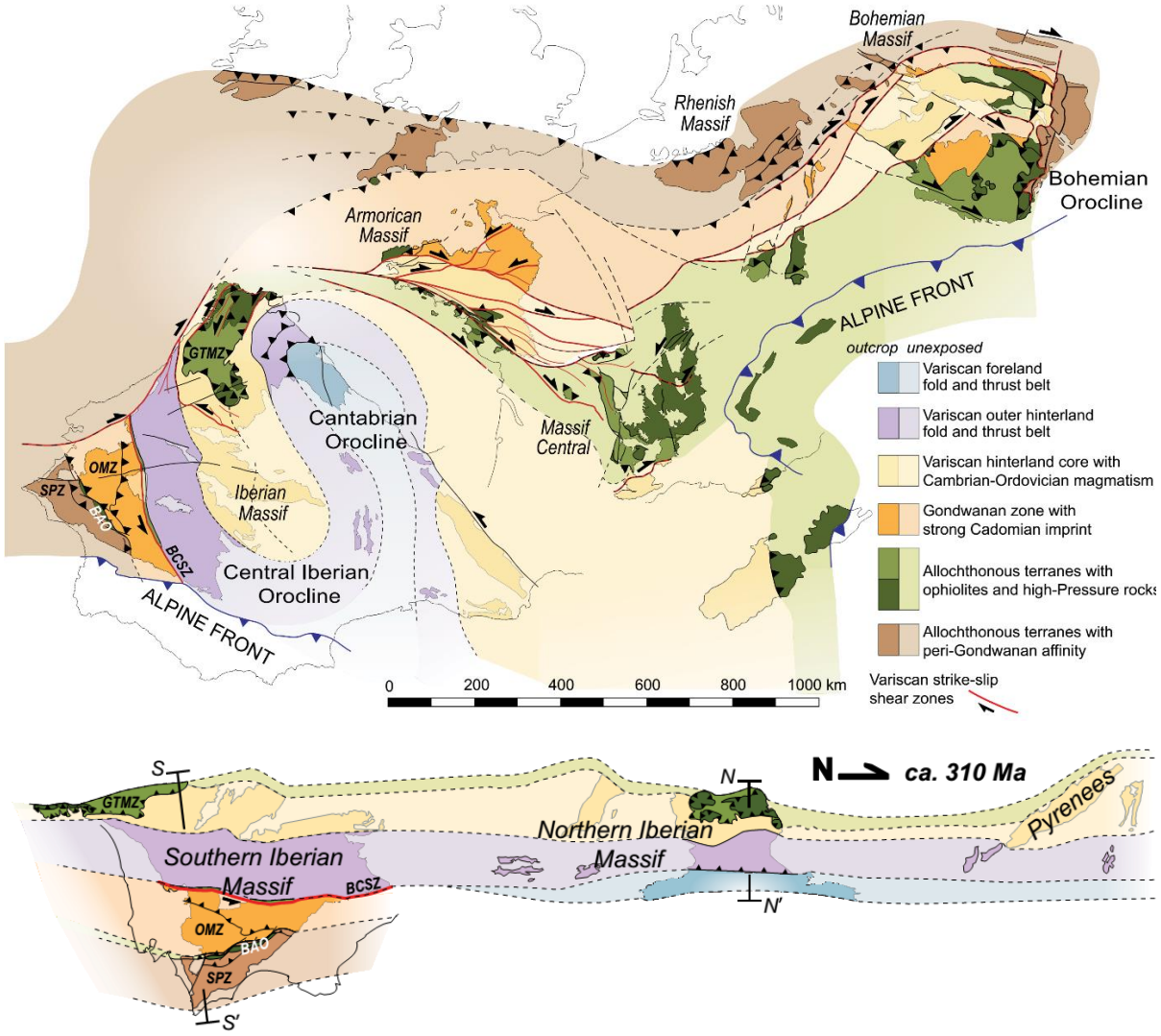


Figura 11.5. Esquema geral tectonostratigráfico do orógeno varisco e reconstrução palinspática dos orógenos ibéricos. Adaptado de Shaw & Johnston (2016). General. BCSZ—Badajoz-Cordóba shear zone; BAO—Beja-Acebuches ophiolite; GTMZ—Galicia–Trás-os-Montes allochthon; OMZ—Ossa Morena zone; SPZ—South Portuguese zone.

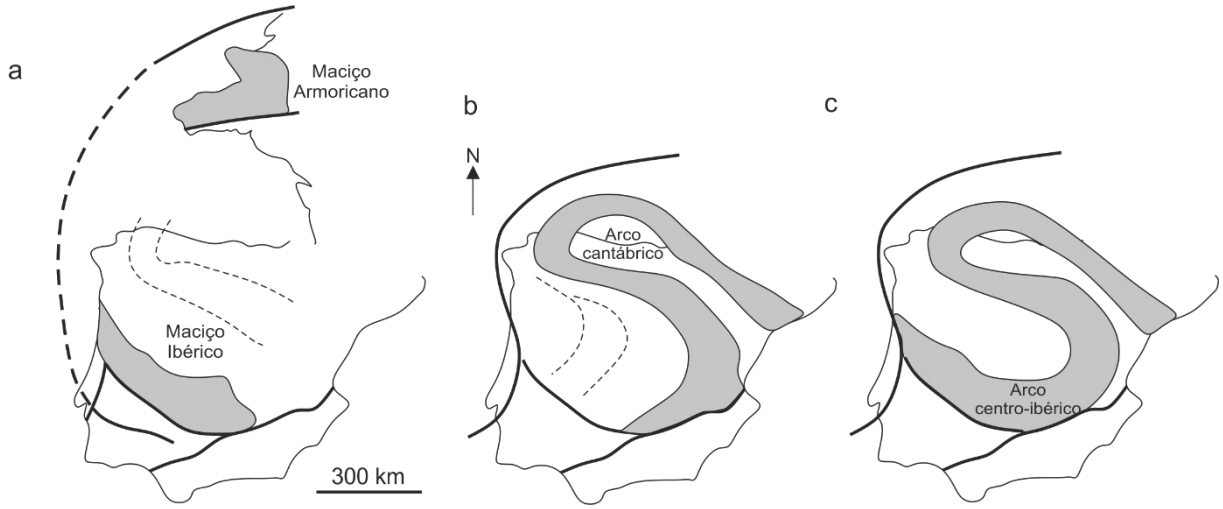


Figura 11.6. Mapa esquemático do orógeno varisco mostrando as diferentes geometrias sugeridas para o Arco iberoarmoricano e a banda centro-ibérica, todas com o Complexo de Morais no seu núcleo: a, proposta de Robardet (2002); b, proposta de Martinéz-Catalán *et al*. (2011); c, proposta de Aerden, 2004 e Shaw & Johnston, 2016.

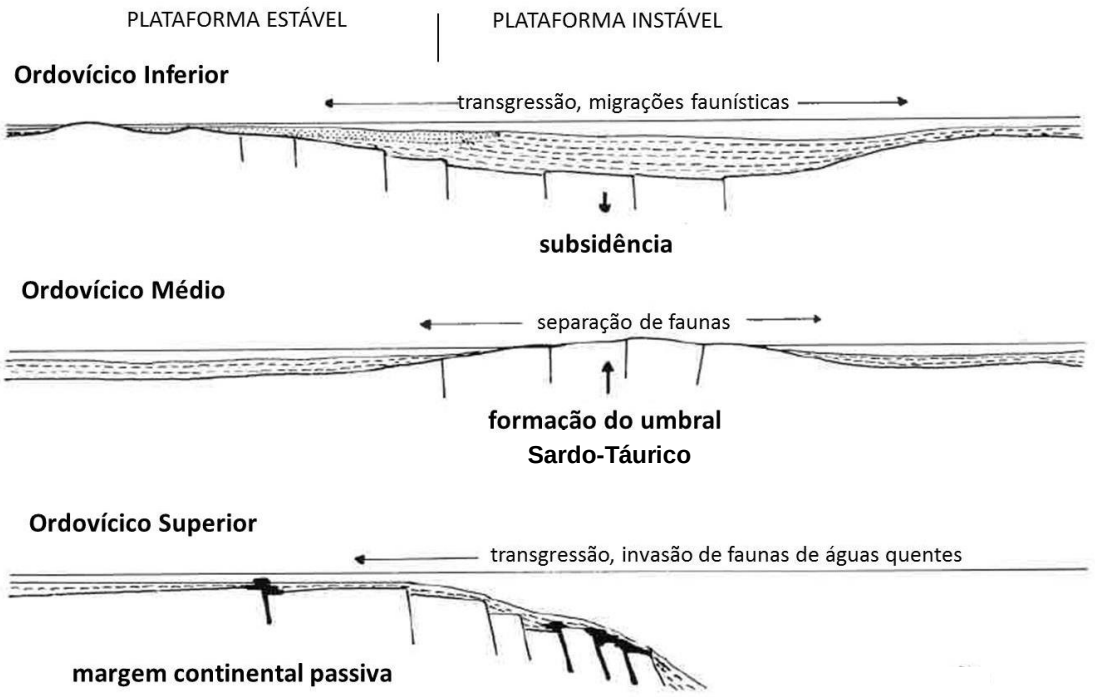


Figura 11.7. Esquema geral simplificado da evolução tectónica da plataforma sul-gondwânica durante o Ordovícico. Modificado de Hammann (1992).

Aquitaniano ou Região Catalã (Robardet *et al*., 1990; Young, 1990; Hammann, 1992), uma área emersa durante o Ordovícico Médio, fortemente afetada por atividade vulcânica na última Época ordovícica, relacionada com esse processo (Hammann, 1992). Deste modo, no final do Ordovícico a separação entre as duas massas continentais estaria numa fase inicial (Nysaether, 2002), permanecendo a ATA como parte integral da Gondwana (Robardet, 2003). No entanto, este modelo foi contestado por vários autores (e.g. Cocks *et al.*, 1997; Gutiérrez-Marco *et al*., 2002).

As sequências sedimentares do Paleozoico inferior do Domínio Oeste-Mediterrânico (*sensu* Hammann, 1992) permitiram a Hammann (1992) diferenciar duas áreas (Fig. 11.7): a plataforma estável, na qual se incluiria a Zona Centro-Ibérica (ZCI), a Armórica e o Anti-Atlas marroquino; e a plataforma instável, que integraria a sutura e as atuais regiões dos Pirinéus, Catalunha, Montanha Negra, Sardenha, Alpes, parte dos Cárpatos e grande porção da Turquia (Robardet *et al*., 1990; Hammann, 1992). As Cadeias Ibéricas localizar-se-iam entre as duas áreas, numa posição tectono-sedimentar particular (Hammann, 1992). A situação de levantamento da plataforma estável durante o Câmbrico médio inverteu-se no Ordovícico, verificando-se uma subsidência progressiva durante este Período (Fig. 11.7). Contemporaneamente, a plataforma instável foi elevada, como resultado dos movimentos sardos (Leone *et al*., 1991). Estes movimentos terão sido extremamente importantes para a evolução paleogeográfica, sedimentológica e faunística do Ordovícico Superior. Durante o Arenigiano ter-se-ia individualizado o denominado umbral Sardo-Táurico (Fig. 11.7), cuja elevação terá sido responsável pela importante lacuna estratigráfica que afeta sobretudo a sequência estratigráfica da área da plataforma instável (discordância sárdica; Hammann *et al.*, 1982; Pillola & Gutierréz-Marco, 1988; Leone *et al*., 1991; Hammann, 1992; Pilolla, 1998). A ação de forças distensivas associada ao processo de rifting que posteriormente terá

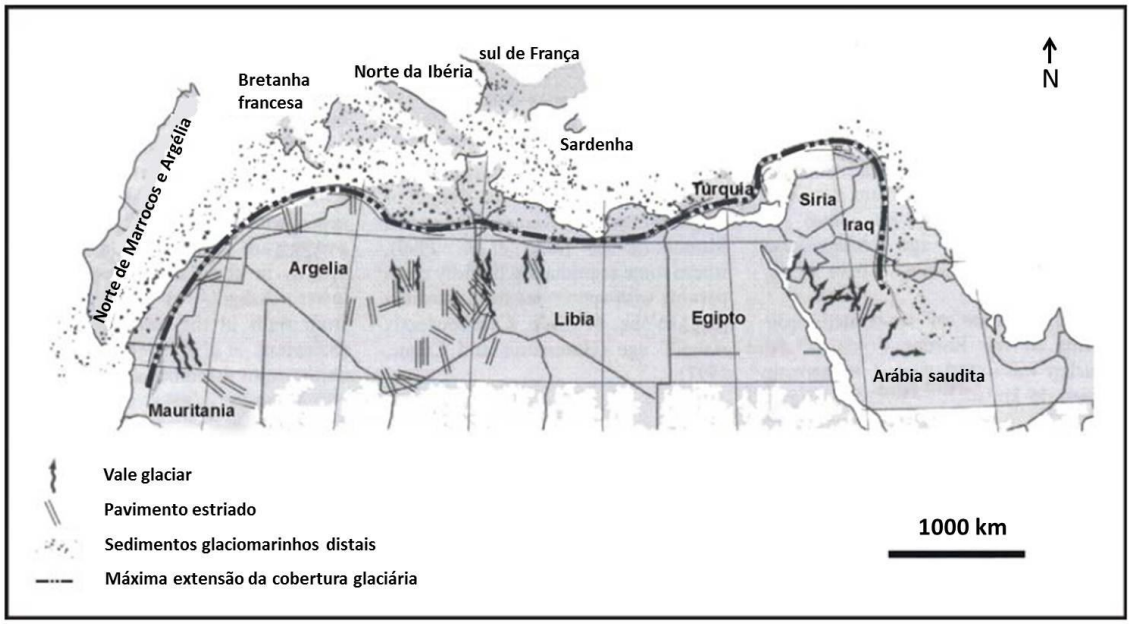


Fig. 11.8. Reconstituição paleogeográfica da margem sul-gondwânica no Ordovícico terminal, sugerindo uma localização da Península Ibérica adjacente ao território da actual Argélia e Líbia. Adaptada de Monod *et al.* (2003) e modificado de Moral González (2007).

conduzido à separação da ATA da Gondwana, atenuou este soerguimento durante o Ordovícico Superior até ao desaparecimento do seu relevo no final desta época, ou, localmente, no início do Silúrico (Leone *et al.*, 1991; Fig. 11.7).

Os estudos dos depósitos vulcânicos ordovícicos do Maciço Armoricano, análogos à Formação Porto de Santa Anna de Buçaco, permitiram a Caroff *et al*. (2009) identificar um complexo vulcânico anarogénico que se localizaria na margem passiva do sul da Gondwana, tendo o magma atravessado uma sequência sedimentar abarcando desde o Oretaniano ao Berouniano (escala regional mediterrânica). Estes episódios vulcânicos ter-se-ão seguido ao processo de rifting responsável pela abertura do oceano Rheic, corroborando o modelo tectono-sedimentar proposto por Robardet *et al*. (1990) e Hammann (1992) para este domínio paleogeográfico.

Porém, estes modelos tectono-sedimentares são controversos. Mesmo a relação de continuidade da ATA com o atual território de Marrocos tem sido questionada, dado que as associações faunísticas bentónicas ibéricas parecem mais similares - a nível específico - às do nordeste do Sahara e da Arábia Saudita do que às de Marrocos (Mélou *et al*., 1999; Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016; Fig. 11.8). Este modelo paleogeográfico explicaria a distribuição de alguns taxa problemáticos (e.g. *Hanadirella* El-Khayal, 1985; Vannier & Babin, 1995; Emig & Gutiérrez-Marco, 1997). Também os depósitos kralodvorianos carbonatados da Península Ibérica sugerem uma ligação mais direta entre a ATA e o nordeste do Sahara, face a uma maior semelhança dos mounds carbonatados da Formação Djeffara no setor norte da Bacia de Ghadamis (nordeste da Líbia, Bergström & Massa, 1992; Massa & Bourrouilh, 2000) do que com os calcários contemporâneos dos Alpes Cárnicos da Aústria, Itália e Sardenha (Sweet & Bergström, 1984; Sarmiento, 1993).

As sequências litológicas e estratigráficas e as associações bentónicas da Zona Centro-Ibérica e do Maciço Armoricano (domínio armoricano norte e central) revelam fortes

similaridades (Henry *et al*., 1974; Paris & Robardet, 1977; Robardet *et al.*, 1990; Robardet, 2002, com referências prévias), estando na base do conceito clássico de Arco Iberoarmoricano (Bard *et al.*, 1971; Cogné, 1977; Paris & Robardet, 1977; Fig. 11.6a). A analogia entre os dados sedimentológicos e paleontológicos do Ordovícico das regiões de Crozon e Buçaco, atualmente separadas por cerca de 1000 km, é a mais evidente, tendo sido documentada ainda no século XIX (e.g. Delgado, 1897). A afinidade entre as sequências ordovícicas destas regiões, maior mesmo que a existente entre a do Sinclinal de Buçaco e qualquer outra de Portugal (mesmo a do Sinclinal de Fajão-Moradal, geograficamente muito próximo), é um argumento a favor do modelo clássico do Arco Iberarmoricano (Fig. 11.6a, 11.9). Os modelos paleogeográficos e sedimentares anteriormente propostos para a ATA basearam-se sempre neste modelo clássico. Considerando a ATA como uma única unidade paleogeográfica, Paris & Robardet (1977) distinguiram três sub-regiões correspondentes a áreas individualizadas de sedimentação marinha ativas desde o Dobrotiviano ao Berouniano (Fig. 11.9): uma correspondendo à Cornualha, norte da Normandia e Serra Morena oriental; outra ao sul da Normandia, Maciço Armoricano, Portugal central, Serra Morena e, possivelmente, nordeste ibérico; e uma terceira da qual fariam parte o sinclinal Martigné-Ferchaud, as regiões de Saint-Julien-de-Vouvantes, Saint-Georges-sur-Loire, o norte de Portugal e os Montes de Toledo. Contudo, as linhas estruturais da Cadeia Varisca dificultam o estabelecimento dos limites originais destas subregiões, confundindo-se com as mesmas. Estas apresentam uma polaridade batimétrica semelhante mas simétrica no Maciço Armoricano (com fácies progressivamente mais profundas de norte para sul) e na Península Ibérica (com fácies progressivamente mais profundas de sul para norte) (Robardet, 2002). Esta simetria será resultado da curvatura secundária do Arco Iberoarmoricano, justificando também o facto da atual posição do Domínio Médio-Armoricano não corresponder à sua localização pré-varisca

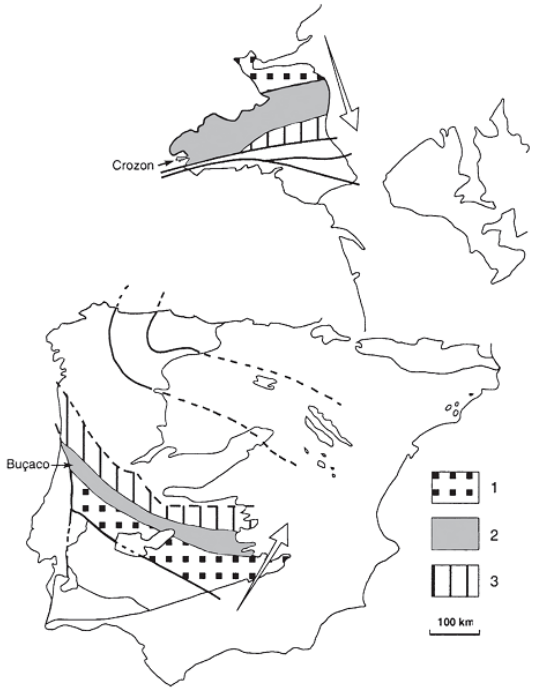


Fig. 11.9. Expressão actual das subregiões paleogeográficas ordovícicas médias da Iberoarmórica: 1 – litofácies arenítica; 2 – litofácies argilosa, siltítica e arenítica; 3 – litofácies argilo-siltítica; setas indicam o sentido de profundação na zona proximal das plataformas marinhas. Adaptado de Robardet (2002).

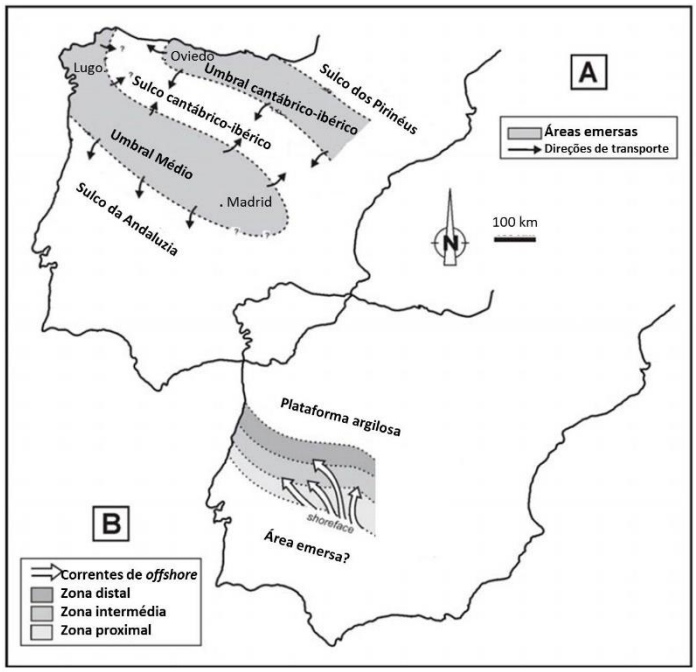


Fig. 11.10. Paleogeografia da Península Ibérica durante o Ordovícico Médio. A – área setentrional (adaptado de Aramburu *et al.*, 1992). B – área meridional (adaptado de Brenchley *et al.*, 1986). Modificado de Moral González (2007).

original (a sê-lo, localizando-se a norte da plataforma gondwânica, seria expectável que correspondesse a uma zona mais distal, dado situar-se na margem sul do oceano Rheic; Hammann, 1992; Robardet *et al.*, 1994).

A Zona Centro-Ibérica (ZCI) e parte da Zona Oeste Astúrico-Leonesa (incluída na Cordilheira Ibérica) encontrar-se-iam na margem oriental de uma bacia sedimentar de tipo graben (Carls, 1983; Aramburu *et al.*, 1992), denominada Domínio Ebro-Aquitaniano (Robardet *et al.*, 1990). Neste contexto, parece existir um amplo consenso de que durante o Ordovícico na região sul-centro ibérica se desenvolveu uma plataforma de tipo rampa homoclinal de muito baixo declive (Brenchley *et al.*, 1986; Fig. 11.10).

- **O oeste da Ibéria**

Relativamente à paleogeografia ordovícica da atual região oeste da Ibérica correspondente ao atual território de Portugal continental, o conhecimento é ainda muito limitado. Os estudos de distribuição de áreas emersas neste período focam essencialmente as suas duas primeiras épocas (Conde, 1966; Ribeiro, 1974; Romano & Diggens, 1974; Romano, 1982a) e os resultados são contraditórios.

Os primeiros depósitos ordovícicos da ZCI portuguesa são transgressivos e discordantes (discordância Toledânica) em relação aos materiais neoproterozoicos-câmbricos atribuíveis ao Grupo das Beiras, estando de acordo com a tectónica distensiva que terá provocado a subsidência progressiva da plataforma (Fig. 11.7), demonstrada pelas sequências do Ordovícico Inferior e Médio (Oliveira *et al.*, 1992). Estes primeiros depósitos ordovícicos apresentam uma variação de fácies considerável, desde leques deltaicos a depósitos tempestíticos de pouca profundidade (Romão, 2000). Outra importante discordância, a Ibérica, marca o depósito dos materiais da fácies do quartzito armoricano sobre os níveis

infrajacentes do Ordovícico Inferior, interpretados como ambientes de transição marinho-continental. O caráter progressivamente transgressivo deu origem, no Ordovícico Médio, a uma sedimentação essencialmente argilosa. Seguem-se variações eustáticas que retornam à sedimentação arenítica na passagem Dobrotiviano inferior/superior. Possivelmente relacionada com os movimentos sardos ocorre uma interrupção sedimentar no Beroniano inferior que foi selada por uma camada de ferro oolítico (Camada Favaçal, em Portugal central e Camada Chôsavelha na região de Trás-os-Montes) e que tem importância supra-regional em todo o domínio peri-gondwânico de alta latitude (e.g. Young, 1992). O eixo paleogeográfico de Valongo-Tamanes terá sido particularmente afetado por estes movimentos e ficado emerso durante o Berouniano, tendo inibido a sedimentação neste setor durante grande parte do Ordovícico Superior (Sá, 2005; Sá *et al*., 2005; Meireles, 2011). Esta é a interpretação atualmente vigente para a justificar a lacuna estratigráfica que abarca o topo do Dobrotiviano ao Hirnantiano das sequências inseridas neste eixo geográfico. Porém, a presença de um nível de ferro oolítico no topo da Formação Valongo e o reconhecimento de uma sequência de arenitos e siltitos que se segue a este nível ("Formação Ervedosa", Tim Young, dados inéditos; Capítulo 2), sugerem que o Berouniano possa estar representado na sequência do Anticlinal de Valongo, o que conduziria a uma reavaliação deste modelo paleogeográfico. Esta possibilidade fica dependente de estudos futuros na região.

Após o evento regressivo do início do Berouniano médio, a sedimentação na Zona Centro-Ibérica foi essencialmente arenítica, indiciando ambientes de plataforma interna. Durante o Berouniano, a paleotopografia interpretada para o Ordovícico Inferior e Médio (profundização para norte) não se verifica. No início do Berouniano médio, os depósitos do Sinclinal de Buçaco indicam fácies relativamente menos profundas que as do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, localizado mais a sul. Por outro lado, a sequência do Berouniano médio a superior do Buçaco é transgressiva, uma tendência oposta face à sequência regressiva que caracteriza os depósitos da mesma idade do Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro. A tectónica nesta região durante o Berouniano deverá ser bastante complexa, de modo a justificar a existência de uma sequência regressiva e uma transgressiva coevas em regiões geograficamente tão próximas. No final do Berouniano, ocorreu nova transgressão selada a teto por um novo nível de ferro oolítico. Um episódio de aquecimento global durante o Katiano (escala global), o denominado Evento Boda (Fortey & Cocks, 2005), terá sido responsável pelo depósito de carbonatos em regiões onde até então a sedimentação era estritamente detrítica. É o único episódio de aquecimento global registado no Ordovícico ibérico e no domínio peri-gondwânico (Boucot *et al*., 2003). No entanto, Cherns & Wheeley (2007) consideram que este evento terá sido de arrefecimento global, contrariamente ao proposto por Fortey & Cocks (2005), estando os carbonatos de águas frias da margem da Gondwana associados a diamictitos glaciais e sendo a sua formação coincidente com a expansão da capa de gelo terrestre e oceânica que atinge um desenvolvimento máximo na grande glaciação fini-ordovícica. O baixo nível do mar justificaria para estes autores a interrupção do acarreio terrígeno fluvial.

No Hirnantiano, a sedimentação terá sido controlada pela importante glaciação fini-ordovícica, afetando a Ibéria, Maciço Armoricano, Turíngia e noroeste de África. A cobertura de gelo da glaciação hirnantiana estaria centrada na Gondwana, mas estudos recentes sugerem

que terá atingido a região Iberoarmoricana, a qual faria ainda parte da Gondwana, ocupando, contudo, uma posição periférica (Gutiérrez-Marco *et al*., 2010).

Relativamente à região correspondente a Portugal continental, Romano (1982a) admitiu que durante o Ordovícico a plataforma de Portugal central apresentaria uma configuração de soerguimentos e depressões caracterizados por diferentes taxas de sedimentação e subsidência e que estariam possivelmente controladas por fraturas herdadas dos tempos ante-ordovícicos. Com base nos dados sedimentológicos, o autor sugeriu localização da área emersa a sudoeste (atual) da região de Amêndoa/Mação e a norte da Zona de Galiza-Trás-os-Montes (à semelhança da proposta de Ribeiro, 1974), uma área que teria posteriormente sido deslocada devido à movimentação da falha Tomar-Córdoba.

Mais tarde, Young (1985) corroborou a interpretação de Romano (1982a) para a região de Portugal central, enfocando sobretudo a última Série ordovícica. Este autor considerou que as evidências fossilíferas e sedimentológicas sugerem um paleodeclive para norte, região onde as associações dobrotivianas são menos diversas e dominadas por trilobites e braquiópodes. A sul, o mar seria menos profundo, com uma fauna bentónica diversificada, dominada por organismos infaunais, bivalves e ostracodos. No início do Dobrotiviano superior a região de Dornes/Mação corresponderia a uma zona de soerguimento, pelo que o hiato estratigráfico desta idade é maior nesta região. No Berouniano, regressou-se a uma sedimentação mais profunda (Formação Carregueira) e o acarreio sedimentar que originou as Formações Louredo e Kermeur (na península de Crozon) é para Young (1985) peculiar, não sendo uniforme como nas anteriores formações areníticas ordovícicas, mas sim canalizado ao longo das áreas bacinais. Este modelo é aqui considerado problemático, discutindo-se no final desta secção a incoerência desta interpretação face aos dados das associações fossilíferas do Ordovícico Superior agora estudadas e aos estudos de estratigrafia sequencial efetuados por Vidal *et al.* (2011) na Formação Kermeur da Península de Crozon (França).

Para Young (1985), ocorreu situação de soerguimentos e depressões no Ordovícico Superior e é neste contexto que se terão depositado os materiais característicos do Membro Queixopêrra na região de Dornes-Mação (um alto topográfico) contemporâneo dos depósitos tempestíticos areníticos nas zonas bacinais mais a norte (Buçaco). Este autor considerou a existência de "*wave ripple trends*", sendo o eixo Dornes-Mação a zona menos profunda. Para Young (1985), estas estruturas seriam paralelas ao paleodeclive, o qual por sua vez é paralelo à zona de cisalhamento de Tomar-Córdoba, sugerindo a ligação referida com a tectónica ante-ordovícica e o condicionamento paleotopográfico destas estruturas herdadas. A posição mais bacinal e profunda da região de Buçaco terá controlado a localização dos episódios vulcânicos na ZCI (à semelhança da distribuição dos níveis correlacionáveis na Bacia de Praga). Justificar-se-ia assim a pouca espessura dos depósitos hirnantianos na região do Buçaco (chegando mesmo a estar aparentemente ausentes no setor norte do sinclinal), devido à posição de alto topográfico resultante da atividade vulcânica (Young, 1985).

Posteriormente, Young (1992) analisou a distribuição da Camada Favaçal em Portugal, considerando que é no sentido inverso ao paleodeclive que este nível se torna mais fosfático e conglomerático (caráter mais proximal). Por sua vez, no sentido do paleodeclive, este nível torna-se mais oolítico. Na região de Praga o desenvolvimento do ferrólito correlacionável com a Camada Favaçal é máximo no eixo bacinal, sugerindo Young (1992) uma posição análoga para a região de Buçaco. Atualmente, apenas está comprovada a existência deste importante

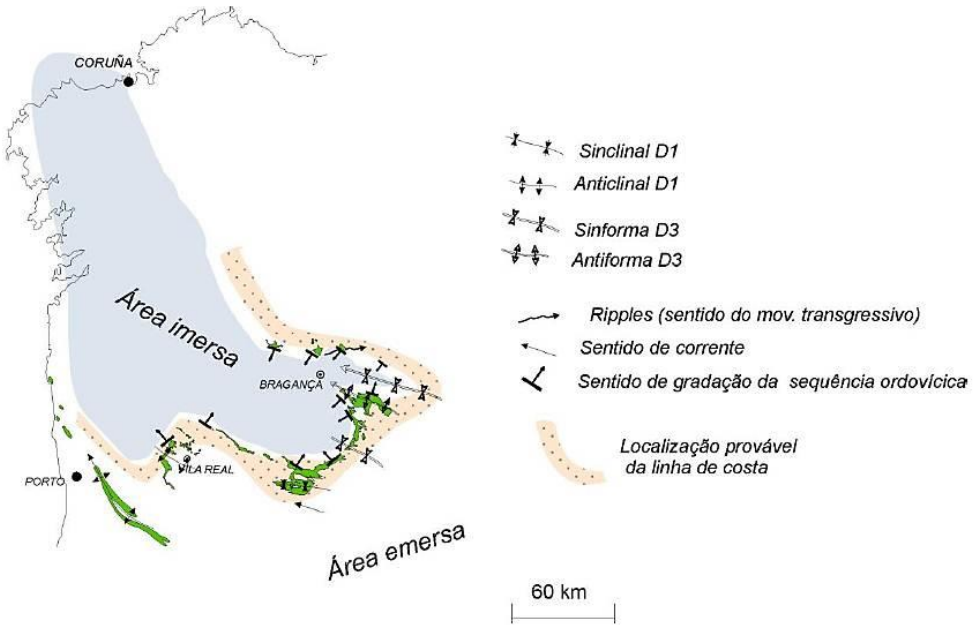


Figura 11.11. Interpretação paleogeográfica do Ordovícico do norte de Portugal de Meireles (2011).

nível estratigráfico nas sequências dos sinclinais de Moncorvo-Poiares, Buçaco, Amêndoa-Carvoeiro e Penha Garcia.

Focando a região de Trás-os-Montes, limite setentrional da Zona Centro-Ibérica, Meireles (2011) sugeriu que durante o Ordovícico a linha de costa estaria próxima do setor meridional de Trás-os-Montes (dado o predomínio de fácies vulcânicas proximais e conglomeráticas) e que existiria uma massa continental a sul desta região, estando a região norte transmontana numa posição mais distal (Fig. 11.11). Retirada a deformação varisca, a provável linha de costa teria para o autor, nas coordenadas atuais, uma orientação geral NE-SO, compatível com a interpretação de Conde (1966), que considerou o posicionamento do continente gondwânico a leste duma linha de costa N-S no setor Buçaco-Dornes.

As sequências de Trás-os-Montes apresentam uma ótima correlação com os depósitos do Ordovícico Superior do Sinclinal de Buçaco (Sá, 2005), estes análogos à Península do Crozon, sugerindo equivalência dos ambientes de deposição.

A parte sul da ZCI está atualmente justaposta com a Zona de Ossa Morena (ZOM), mas embora pertençam ambas claramente à região peri-gondwânica, a ZOM tem fácies e associações fossilíferas mais distais e típicas de ambientes de oceano aberto (Robardet, 1976; Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990). No Silúrico e Devónico as associações fossilíferas da ZOM são mais parecidas às da Turíngia (Jaeger & Robardet, 1979). A sua justaposição atual não reflete a sua posição pré-varisca, representando estas zonas duas regiões paleogeográficas distintas no Paleozoico inferior, discutindo-se qual o tipo de barreira que as separaria.

As sucessões ordovícicas (bem como as silúricas e as do Devónico basal) da Península Ibérica sugerem que, excluindo a Zona Cantábrica e a zona oeste dos Pirinéus, há uma tendência de ambientes de deposição mais profundos de sul para norte (Robardet & Gutiérrez-Marco, 1990; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1998; Sarmiento *et al.*, 1999).

No que diz respeito à proposta de Young (1985) para a paleotopografia de Portugal central no início do Ordovícico Superior (Berouniano), quer os dados litológicos quer os paleontológicos não se enquadram na interpretação deste autor. Uma análise detalhada e a

proposta de um modelo paleotopográfico para a região, saem do âmbito deste trabalho. Porém, os dados aqui apresentados são preliminares e é consensual que o Ordovícico Superior terá sido uma época muito conturbada do ponto de vista tectónico e sedimentar, sendo necessário efetuar uma análise que inclua várias vertentes (sedimentologia, estratigrafia sequencial, paleontologia, tectónica). Porém, efetuam-se aqui algumas considerações relativas a um modelo alternativo que poderia justificar a arquitetura e natureza dos depósitos do Berouniano de Portugal central.

Os depósitos e associações fossilíferas do Berouniano médio da faixa NW-SE que inclui os sinclinais de Buçaco, Fajão-Moradal, Penha Garcia e eventualmente Vila Velha de Ródão, atribuídos à Formação Louredo, indicam condições mais proximais do que os depósitos coevos dos sinclinais de Amêndoa-Carvoeiro e Portalegre, incluídos na Formação Cabeço do Peão. É difícil interpretar os arenitos da parte inferior da Formação Louredo e as estruturas sedimentares que contêm (Capítulo 4) como resultado de transporte de areias canalizadas para zonas mais distais (como sugerido por Young, 1985). Tal condição dificilmente permitiria a manutenção destas fácies por uma área tão extensa (que teria continuidade com a Península do Crozon em França), com uma orientação bem definida. Por outro lado, a análise de estratigrafia sequencial realizada por Vidal *et al.* (2011) para a Formação Kermeur (Crozon), a qual é muito idêntica à da Formação Louredo do Sinclinal de Buçaco (e cuja continuidade foi desde cedo posta de manifesto e como argumento para o modelo clássico do Arco Iberoarmoricano), indica condições de laguna protegida e shoreface.

Adicionalmente, a sequência da Formação Louredo é transgressiva, contrariamente ao esperado para a curva eustática desta idade (descida do nível do mar) e oposto à sequência regressiva da Formação Cabeço do Peão (geograficamente muito próxima). Tendo em conta a direção WNW-ESE da faixa Buçaco-Penha Garcia, subparalela à zona de cisalhamento de Tomar-Córdoba, é possível que a tectónica ante-ordovícica e o condicionamento paleotopográfico destas estruturas herdadas sejam responsáveis pelas diferenças observadas. Uma falha com esta direção, situada a sudoeste do eixo Buçaco-Penha Garcia, poderá ter elevado estas regiões durante o Dobrotiviano-Berouniano, coetaneamente aos movimentos tectónicos que terão feito emergir o eixo Valongo-Tamames, pelo que no início do Berouniano médio as regiões dos sinclinais de Buçaco, Fajão-Moradal e Penha Garcia seriam menos profundas do que Amêndoa-Carvoeiro, contrariando a o aprofundamento para norte verificado no Ordovícico Inferior e Médio. Durante o Berouniano médio, a inversão da movimentação vertical desta falha teria sido suficiente para que, não obstante a descida do nível do mar, este eixo tenha sofrido aprofundamento (*graben*) ao invés dos setores de Amêndoa-Carvoeiro geograficamente muito próximos (*horst*). Deste modo, no final do Berouniano médio a faixa Buçaco-Penha Garcia seria mais profunda que as regiões a sudoeste, o que está de acordo com os depósitos dos membros argilíticos Galhano e Vaca (Buçaco e Penha Garcia, respetivamente), face aos depósitos areníticos do Membro Serra do Cadaveira (Dornes-Amêndoa-Mação).

11.2. Paleobiogeografia das trilobites no Ordovícico

Quando se estudam associações de trilobites (e outros grupos com modos de vida similares) de determinada área, dever-se-á ter em conta a impossibilidade de provar que os

indivíduos correspondentes a determinada associação de um afloramento tenham, efetivamente, vivido ali (carácter autóctone). A deformação estrutural das formações, o facto da maioria das jazidas fossilíferas ser pontual e o desconhecimento da verdadeira importância dos eventos erosivos, torna impossível a reconstrução em detalhe da extensão dos ambientes originais e das comunidades faunísticas que neles habitavam. O que hoje avaliamos são áreas residuais, reflexo de uma paleobiogeografia e paleogeografia complexas. Por outro lado, a avaliação quantitativa tem um senão: não se pode provar a ausência de um género ou espécie. Muitas vezes a ausência traduz-se numa extrema raridade. Deste modo, o estudo das associações fossilíferas é sempre provisório: elas deverão ser ulteriormente completadas graças a novas descobertas.

Conhecidas as associações, as interpretações paleobiogeográficas deverão focar-se essencialmente nos grupos cuja distribuição é independente das fácies, ou, no caso de dependência de fácies significativa, dever-se-ão estabelecer esquemas diferentes consoante as distintas fácies. Dever-se-á também ter em conta que nem sempre indivíduos adultos e estádios larvares possuem o mesmo modo de vida, o que poderá influenciar os dados obtidos.

Uma situação geográfica de supercontinente conduz à limitação da especiação alopátrica, dadas as escassas barreiras geográficas, e baixa diversidade (Valentine & Moores, 1972). Contrariamente, associados à fragmentação continental, ocorrem eventos de radiação biológica marinha. Os dois principais episódios de radiação evolutiva do Fanerozoico coincidem com a fragmentação de dois supercontinentes: a Rodínia, no Paleozoico inferior, e a Pangeia, no início do Mesozoico. No Período Ordovícico assistiu-se assim a um evento de biodiversificação importante (Webby *et al*., 2004), o GOBE (Great Ordovician Biodiversification Event).

- **O Domínio Dalmanitoidíneo**

As trilobites cedo demonstraram ser um importante grupo no estabelecimento de ligações paleobiogeográficas para o Período Ordovícico (Whittington & Hughes, 1972, com referências prévias). No início da sua radiação ordovícica (coincidente com o início do Período), distinguiam-se pelo menos quatro domínios biogeográficos (Fig. 11.12): Domínio Batiuridíneo equatorial (Laurentia, Sibéria/Kolyma e possivelmente parte do Cazaquistão e Norte da China), Domínio Megistapidíneo de latitude sul média (Báltica), Domínio Reedocalimenidíneo tropical/equatorial (parte da Gondwana, incluindo Sul da China, Austrália e a maioria da América do Sul) e Domínio Dalmanitoidíneo (Avalónia, Armórica, Ibéria, Perúnica e atual Norte de África) (Whittington & Hughes, 1972; Adrain *et al*., 2004). O carácter táxonómico destas designações das províncias paleobiogeográficas torna-as ambíguas, tendo Cecca & Westermann (2003) definido que a nomenclatura dos biochoremas deverá de ser geográfica/geológica e não taxonómica. Nesta síntese do conhecimento, seguir-se-á a proposta de Adrain *et al*. (2004), mas na secção 11.3 é adotada uma nomenclatura paleobiogeográfica distinta (Província de alta-latitude), que vai ao encontro das indicações de Cecca & Westermann (2003).

A situação de fragmentação continental que marca o Ordovícico permitiu o desenvolvimento de mares epicontinentais na periferia dos terrenos que se iam

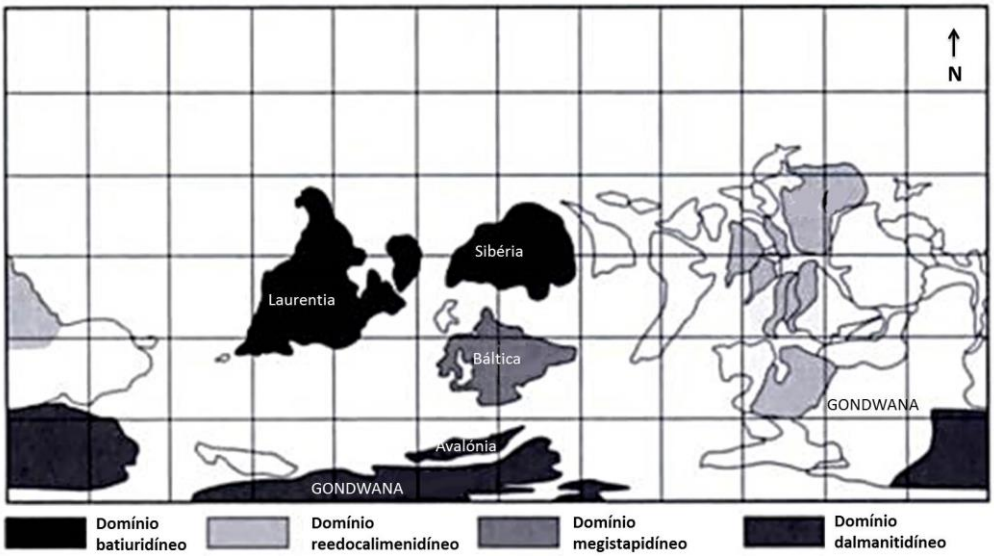


Fig. 11.12. Domínios biogeográficos das trilobites do Ordovícico Inferior. Cazaquistão e norte da China não preenchidos dada a incerteza das suas afinidades, embora devam pertencer ao Domínio batiuridíneo. Modificado de Adrain *et al.* (2004).

individualizando. Os ambientes marinhos imediatamente em redor da ATA caracterizar-se-iam por águas frias e pouco profundas, consequência da paleolatitude antártica e da fragmentação continental, respetivamente. As comunidades de trilobites da plataforma interna, com fundos essencialmente siliciclásticos, terão alcançado grande desenvolvimento ("comunidade de *Neseuretus*"de Fortey & Owens, 1978) com uma distribuição geográfica que terá excedido a do próprio Domínio Dalmanitoidíneo (exemplificando um dos problemas associados à recorrência a termos taxonómicos para definir os biochoremas), devido possivelmente a fluxos faunísticas ao largo da margem peri-gondwânica (Dean 1967, Fortey & Morris, 1982, El-Khayal & Romano, 1985; Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987a).

No início do Ordovícico, a distribuição global das trilobites caracterizava-se por um forte endemismo, com uma importante independência entre os domínios faunísticos do grupo. Os quatro domínios citados mantiveram-se independentes até ao Darriwiliano (escala global). No final do Ordovícico Médio a ligação entre os Domínios Batiuridíneo e Megistapidíneo desvaneceu-se, passando ambos a representar um só biochorema, o Domínio Remopleuridíneo (Whittington & Hughes, 1972). Embora o Domínio Dalmanitoidíneo permanecesse individualizado, a distribuição das suas faunas deixou de abranger as atuais regiões de Inglaterra, Gales e sudeste de Irlanda, pela deriva da Avalónia para norte (as quais passaram a estar abrangidas pelas faunas do novo Domínio Remopleuridíneo). Para Whittington & Hughes (1972), este novo domínio terá sido consequência do estreitamento do mar que separava os anteriores. No entanto, os autores consideraram que este estreito mar e o mar médio europeu deverão ter continuado a funcionar como barreiras físicas, permitindo um certo isolamento face a outros domínios como o Dalmanitoidíneo. Contrariamente, Havlíček (1989) e Hammann (1992) defenderam que a interrupção da comunicação entre as faunas da plataforma estável da Gondwana e a Avalónia, Báltica e leste da Ásia durante o Ordovícico Médio terá sido consequência de uma barreira física emersa, o umbral Sardo-Táurico (Fig. 11.7), considerando que o mar "médio europeu" (*sensu* Hammann, 1992) não foi barreira impeditiva do intercâmbio de faunas. A reconstituição paleogeográfica de Vannier *et al.*

(1989) demonstrou uma redução considerável da distância entre a Avalónia e a Báltica, enquanto o oceano Rheic se tornava progressivamente uma barreira entre a ATA e a Avalónia (Paris & Robardet, 1990; Dean, 1991).

O Domínio Dalmanitoidíneo foi primeiramente individualizado por Spjeldnaes (1961), com a designação de Província Mediterrânica ou Província de *Synhomalonotus tristani*. Mais tarde Witthington (1966) sugeriu a designação Província calimenídeo-trinuclídea, Whittington & Hughes (1972, 1973), num importante trabalho paleobiogeográfico, elegeram a designação Província de *Selenopeltis*, citando o característico género endémico deste Domínio e Havlíček (1989) designou-a Província Mediterrânica. A proposta mais recente é a apresentada por Adrain *et al*. (2004) – Domínio Dalmanitoidíneo. A formalização moderna dos termos paleobiogeográficos (Westermann, 2000; Cecca & Westermann, 2003) torna a proposta de termo geográfico de Havlíček (1989; Província Mediterrânica) mais correta. No entanto, o uso de um termo geográfico atual (Mediterrânica) inexistente no Ordovícico é desadequado.

As trilobites do Domínio Dalmanitoidíneo evoluíram isoladas em água frias, na margem da Gondwana. Este Domínio apresenta-se durante o Ordovícico como o mais consistente, com maior caráter endémico e duração, tendo ao longo da sua existência, e enquanto bem definido, incluído as atuais regiões do Sul da Europa, Boémia, Marrocos, Inglaterra, Gales e o Sudeste da Irlanda. Em virtude da / Devido à sua posição de latitude elevada, o Domínio Dalmanitoidíneo tinha o menor número de ligações geográficas e, por conseguinte, menos afinidades paleobiogeográficas com os outros grandes domínios, caracterizando-se pelo predomínio dos ciclopygídeos, ogygiocarinídeos, asaphídeos, trinucleídeos, calymenídeos e pelos primeiros dalmanitídeos (Fortey & Owens, 1978; Rábano, 1989a).

As associações iberoarmoricanas integradas neste Domínio, referidas na literatura como "faunas tetisianas", "faunas de *Neseuretus tristani*", "faunas da plataforma armoricana" ou "faunas de *Selenopeltis*" (Whittington, 1966; Spjeldnaes, 1961, 1967; Dean, 1967, Fortey, 1985) caracterizam-se pelo predominância de calymenídeos e dalmanitídeos endémicos, com raros trinucleídeos, enquanto em ambiente de plataforma aberta os grupos de trilobites dominantes seriam os asaphídeos e illaenídeos, com semelhanças bastante fortes a nível genérico com áreas longínquas da mesma província (dada a maior facilidade de dispersão dos organismos dos taxa de domínio oceânico). A maioria destas trilobites teria hábitos bentónicos (epifaunais ou semi-infaunais). No Domínio Dalmanitoidíneo é frequente a ocorrência de gigantismo, comummente associados a águas frias (Gutiérrez-Marco *et al*., 2009). A morfologia da plataforma gondwânica terá tido um papel importante no condicionamento da distribuição das comunidades de trilobites, que são claramente diferentes em fácies arenosas e lutíticas. Há grupos que demonstram forte dependência das fácies (e.g. raphioforídeos, trinucleídeos e ciclopygídeos; Shaw, 1999).

O Domínio Dalmanitoidíneo apresenta como grupos endémicos géneros pertencentes a diversas famílias, nomeadamente Asaphidae [*Merlinia* Fortey & Owens, 1987; *Nobiliasaphus* Přibyl & Vaněk, 1965; *Isabelinia* Rábano, 1989 (Rábano, 1989b)], Nileidae (*Barrandia* McCoy, 1849; *Parabarrandia* Prantl & Přibyl, 1949), Illaenidae (*Ectillaenus* Salter, 1867; *Zetillaenus*; *Cekovia*; *Vysocania*), Pliomeridae (*Placoparia* Hawle & Corda, 1847), Cheiruridae (*Actinopeltis, Eccoptochile*), Lichidae (*Uralichas* Delgado, 1892) Phacopidae (*Dreyfussina* Hupé *in* Choubert *et al*., 1956), Bathycheilidae (*Prionocheilus*) e Odontopleuridae (*Selenopeltis*).

No final do Dobrotiviano ocorreu um aumento da biodiversidade no Domínio Dalmanitoidíneo, marcada não só pelo aumento do número de espécies como pelo aparecimento de géneros até então ausentes, como *Protolloydolithus* Williams, 1948, que terão expandido a sua área de distribuição geográfica em período de transgressão (desde regiões como a Avalónia), favorecendo a introdução de diferentes taxa na região da ATA e restante área de distribuição do Domínio Dalmanitoidíneo (Henry *et al*., 1993).

Durante o Berouniano os padrões de distribuição de trilobites na região norte gondwânica foram complexos (Zhiyi & Dean, 1989). O característico género *Neseuretus* Hicks, 1873 ter-se-á deslocado para outras regiões, não havendo registo comprovado do género no Ordovícico Superior da ATA. A maioria das sequências clásticas berounianas contém abundantes trinucleídeos, calymenídeos, homalonotídeos e dalmanitídeos, nenhum característico do leste asiático durante o Ordovícico Inferior e Médio. Na Turquia a assinatura fossilífera da ATA está já bem marcada, com a presença de *Iberocoryphe*, *Kloucekia*, *Nobiliasaphus* e *Selenopeltis*, seguidos de *Calymenella* no Berouniano superior-Kralodvoriano, todos géneros bem representados no sudoeste da Europa e Domínio Oeste-Mediterrânico. Durante esta idade era anteriormente considerada a existência de uma baixa taxa de especiação das trilobites deste biochorema, que são maioritariamente representadas por numerosos indivíduos da mesma espécie (e.g., *Onnia grenieri*? e *Crozonaspis dujardini*). De facto, Mayr (1974) demonstrou que as espécies compostas por grandes populações tendem a apresentar uma especiação muito baixa. A ausência ou raridade de barreiras geográficas e, consequentemente, a diminuição de provincialismo, teriam também contribuído para a fraca diversidade e especiação interpretada, a qual é contrariada neste trabalho (secção 11.3). Se não existirem barreiras geográficas numa costa N-S, como atualmente ao longo da Europa e da África Ocidental, para os organismos bentónicos continuarão a existir províncias biogeográficas determinadas pelas diferentes massas de água e pelo gradiente térmico (e.g. para moluscos gastrópodes e bivalves, Silva & Landau, 2007, Monegatti & Raffi, 2007 e Silva *et al.*, 2011).

Numa distribuição E-O (semelhante à disposição da plataforma sul-gondwânica no Ordovícico) as barreiras geográficas terão maior importância. Por outro lado, as barreiras geográficas serão determinantes no provincialismo e na especiação, mas não no incremento da diversidade.

No início do Ordovícico Superior a barreira oceânica entre a Perúnica e a Gondwana cratónica e Armórica adjacente deverá ter impedido a distribuição de alguns grupos. Os géneros de plataforma interna mais característicos, como *Crozonaspis*, *Neseuretus*, *Eohomalonotus*, *Kerfornella*, *Salterocoryphe* e *Ogyginus* estão ausentes nas sequências boémicas do Darriwiliano e Sandbiano, no entanto os trinucleídeos endémicos do Domínio Dalmanitoidíneo, característicos de setores mais profundos, ocorrem na Bacia de Praga nos depósitos destas idades (possivelmente justificado pelo facto das larvas dos trinuclídeos serem planctónicas; Whittington, 1997).

O Evento Boda (Fortey & Cocks, 2005), de Idade Katiano permitiu que muitos taxa de águas pouco profundas estendessem a sua distribuição para as águas do continente gondwânico, dada a expansão da faixa climática temperada (e.g.: *Holdenia*, *Heliomera*, *Heliomeroides* e *Diacanthaspis*; géneros característicos das águas quentes e carbonatadas da Laurentia que alargaram a sua área de distribuição para os ambientes similares que se

desenvolveram na plataforma gondwânica). As associações de trilobites da plataforma sul-gondwânica denotam a alteração climática, com o aparecimento de abundantes odontopleurídeos, liquídeos e proetídeos (Hammann, 1992; Hammann & Leone, 1997). No entanto, Cherns & Wheeley (2007) consideram que este evento terá sido de arrefecimento global. Estes autores explicam as dispersões faunísticas coincidentes com este evento com uma circulação termohalina que permitiu a oxigenação dos fundos oceânicos (anteriormente limitada pela condição de estratificação salina oceânica), permitindo a dispersão das faunas bentónicas. A Fauna de *Nicolella* aparece pela primeira vez na plataforma oeste da Gondwana (Havlíček, 1981; Villas, 1985; Leone *et al.*, 1991).

O Domínio Dalmanitoidíneo manteve-se até ao Ordovícico tardio, marcado pela ocorrência de calymenídeos e de dalmanitídeos endémicos. A partir do Kralodvoriano (escala regional mediterrânica), deixa de existir uma individualização dos domínios paleobiogeográficos ao nível das famílias. No entanto, os efeitos do isolamento anterior deixados por uma evolução independente permanece ao nível dos géneros pertencentes às famílias endémicas (e.g., Ciclopygidae, Illaenidae, Homalonotidae e Dalmanitidae). É evidente o aumento da interferência entre as faunas a nível global, pelo que a tendência de diminuição do provincialismo que se iniciara no Darriwiliano (escala global), culminou no Kosoviano (escala global), com a dispersão geográfica global de *Mucronaspis*. Progressivamente vão-se juntando a géneros originários do Domínio Dalmanitoidíneo como *Nobiliasaphus*, trilobites provenientes da América do Norte, da China (e.g., *Ovalocephalus*) e diversos illaenídeos cuja proveniência não foi ainda totalmente esclarecida (Hammann, 1992; Cocks & Torvsik, 2002).

As permutas faunísticas ao longo do limite interno da plataforma gondwânica terão sido favorecidas pelas correntes oceânicas (Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987a). Justificar-se-ia assim a presença da "Fauna de *Selenopeltis*" na atual região da América do Sul e a chegada de géneros externos ao Domínio Dalmanitoidíneo. A corrente mais importante teria um sentido geral O-E, ao longo da margem gondwânica, começando nas Ilhas Britânicas, (onde apresentaria uma componente quase N-S) (Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987a), permitindo que as trilobites do Domínio Dalmanitoidíneo chegassem à região atualmente correspondente à China via Turquia, Arábia Saudita, Irão e Afeganistão. São exemplo *Neseuretus* e *Hungioides* Kobayashi, 1936, que terão chegado aos Himalaias, Oeste da Austrália e Sibéria no final do Darriwiliano (escala global) e *Prionocheilus*, que ter-se-á deslocado ao longo da margem gondwânica até à região correspondente à atual China (Zhiyi & Dean, 1989). Segundo Wilde (1991), o desenvolvimento de uma cobertura de gelo sobre a Gondwana permitiu, durante o Ordovícico terminal, a conexão entre os oceanos do hemisfério norte e sul e a oxigenação das massas de água profunda, o que poderia explicar o intercâmbio de faunas de zonas tropicais e zonas temperadas polares sobre toda a plataforma gondwânica.

- **A extinção e glaciação fini-ordovícicas**

A grande extinção do final do Ordovícico, comummente relacionada com a glaciação hirnantiana, é a mais antiga e a segunda maior das cinco grandes extinções em massa do Fanerozoico (Brenchley *et al*., 1994; Sheehan, 2001). As suas causas permanecem controversas, sendo que os dados paleontológicos antes e após este importante evento são

uma das principais ferramentas para compreender os processos que desencadearam a glaciação, e, consequentemente (como se supõe), a extinção em massa de tantas espécies. As trilobites foram um dos grupos mais afetados pela extinção, estimando-se uma perda de cerca de metade da diversidade global do grupo (Adrain *et al.*, 2004), incluindo ordens completas (Agnostida).

Embora seja um tema ainda em discussão, a ideia que atualmente prevalece é a de um evento glacial longo (mais de 25 milhões de anos), incluindo eventos menores e discretos com uma duração inferior a um milhão de anos (Katiano, Hirnantiano e Wenlock, escala global; e.g. Ghienne, 2011). Os depósitos sedimentares relacionados com a glaciação correspondem a uma sequência de retrogradação de primeira ordem, afetando a plataforma gondwânica, que se encontra atualmente registada em regiões que abarcam desde a Mauritânia à Arábia Saudita e de Portugal a Omã (Ghienne, 2011). Os depósitos glaciais foram reconhecidos desde a parte mais interna e proximal (Líbia) até à zona glacial mais distal (Marrocos, Espanha, Áustria, Turquia e Irão; Ghavidel-Syooki *et al*., 2011; Ghienne *et al.*, 2011). Há registo de três avanços de coberturas glaciais após o Evento Boda, estimando-se uma descida efetiva do nível do mar da ordem dos 200-250 m (135-170 m aparentes, após correção isostática; Ghienne, 2011). Outra sugestão foi apresentada por Loi *et al*. (2010) que consideram a existência de três eventos glaciais, um no Katiano e dois no Hirnantiano (escala global). Para estes autores, o último destes eventos corresponderá ao máximo glacial, e terá sido o que deixou registo dado que na primeira fase a capa glacial não terá atingido as bacias sedimentares. Esta proposta tem de ser reavaliada à luz dos novos dados apresentados por Villas *et al.* (2016).

A distribuição geográfica das trilobites no final do Ordovícico ficou marcada por um forte caráter cosmopolita relacionado com o arrefecimento global que anunciou o evento glacial. Os domínios paleobiogeográficos (que vinham perdendo expressão desde o Ordovícico Médio) desvaneceram-se. As associações de trilobites relacionadas com a glaciação fini-ordovícica têm sido tipificadas como "Fauna de *Mucronaspis*" (Temple, 1965). Contemporaneamente, e com maior expressão global, ocorreu a "Fauna de *Hirnantia*", uma associação de braquiópodes oportunistas típica de águas pouco profundas que se desenvolveu globalmente durante o Hirnantiano e é comummente dominada pelo género que a nomeia – *Hirnantia* Lamont, 1935 (Cocks & Torvsik, 2002). Esta coexistência torna comum o termo "Fauna de *Mucronaspis*-*Hirnantia*" para referir as associações relacionadas com a glaciação fini-ordovícica.

A "Fauna de *Mucronaspis*" é caracterizada por associações pouco diversas, dominadas por *Mucronaspis* Destombes, 1963 [maioritariamente a espécie *Mucronaspis mucronata* (Brongniart, 1822)], associada aos géneros *Brongniartella*, *Platycoryphe*, *Flexicalymene* e *Bojokoralaspis* (Lespérance, 1988). As condições glaciais terão, decerto, favorecido as trilobites adaptadas a águas mais frias, como as do Domínio Dalmanitoidíneo. Efetivamente, no final do Período as associações características de altas latitudes atingiram uma distribuição geográfica ampla, tendo-se tornado os dalmanitídeos, pterigometopídeos, calymenídeos, homalonotídeos e ciclopygídeos, grupos maioritariamente característicos deste biochorema, muito difundidos pouco antes do eveto fini-ordovícico de extinção. Contemporaneamente, desenvolveu-se uma fauna epibentónica profunda de rafioforídeos e comunidades atelópticas,

cegas ou com fraca capacidade visual, bem como algumas formas pelágicas (Fortey & Owens, 1978, 1987).

Antecedendo o máximo glacial, existia em vários paleocontinentes e terrenos uma fauna dominada por *Mucronaspis* e *Duftonia* (Perúnica, Gondwana cratónica, Báltica, Sul da China e Laurentia; Owen *et al*., 1991). No entanto, na ATA parece não haver registo da sua ocorrência, e as restantes associações do andar Hirnantiano da Gondwana marginal são menos diversificadas que, por exemplo, as da Perúnica (Mélou, 1987). É possível que a sua posição polar não tenha sido inocente neste controlo, dado que testes estatísticos demonstram que a latitude foi um fator com peso na extinção (Adrain *et al*., 2004). Também a carsificação dos calcários kralodvorianos indicia que as plataformas pouco profundas do Domínio Oeste Mediterrânico terão sido drenadas e emersas com a regressão associada ao evento glacial, uma possível justificação para a ausência desta associação particular. A maioria das ocorrências da Fauna de *Hirnantia* na Europa é posterior ao evento de glaciação.

As trilobites mais afetadas foram as de plataforma profunda ou aquelas que possuíam fase ontogénica planctónica com duração significativa (Chatterton & Speyer, 1989, 1997). Os representantes da subordem Asaphina, que inclui as famílias Trinucleidae, Nileidae, Asaphidae, Cyclopygidae e Remopleurididae, foram os mais afectados, não sobrevivendo à extinção fini-ordovícica. Uma vez que o estádio larvar protaspis asaphídeo é considerado planctónico e sendo este o principal denominador comum aos representantes da subordem, pareceu razoável a Chatterton & Speyer (1989) considerar uma disrupção na estrutura oceânica como causa da extinção biológica. No entanto, normalmente a existência de uma fase larvar planctónica é tida como um fator positivo para a sobrevivência dos grupos, uma vez que, permitindo uma maior dispersão geográfica, torna essas espécies menos vulneráveis às alterações ambientais locais a regionais. Extinguiram-se também as famílias Agnostidae, Olenidae, Telephinidae, Nileidae, Dionidae, Pterygometopidae, Glaphuridae e Dimeropygidae, grupos dominantemente de ambientes marinhos profundos e/ou com estados larvários prolongadamente planctónicos.

O domínio oceânico aberto parece efetivamente ter sido o mais afetado. A profunda mudança registada nas faunas de graptólitos após o máximo glacial, já no limite Ordovícico-Silúrico (Elles, 1922; Bulman, 1958), apoia a hipótese de alteração da estrutura oceânica proposta por Chatterton & Speyer (1989), um evento que poderia ter resultado do degelo da cobertura glacial da Gondwana (pós-máximo glacial). Os dados de Loi *et al*. (2010) apontam para que não tenha sido o episódio glacial hirnantiano o verdadeiro responsável pela extinção de tantos grupos, mas que este tenha deixado os sobreviventes vulneráveis. Também os conodontes foram substancialmente afetados ao nível dos taxa de domínio oceânico. O evento de extinção dos graptólitos parece, no entanto, preceder o dos conodontes. Deficiências ao nível do registo paleontológico das trilobites de águas profundas do Ordovícico terminal não permitem precisar a cronologia da sua extinção mas, segundo Fortey (1989), parece razoável considerar que terá coincidido com o evento que afetou os conodontes, não só por causa da sua raridade no Hirnantiano mas também pela semelhança nos padrões de extinção de ambos os grupos.

No entanto, também as trilobites do domínio de plataforma interna sofreram fortes extinções, coincidentes com o máximo glacial, especialmente a nível genérico. A regressão marinha e a queda das temperaturas associada ao evento glacial terão potenciado as extinções

nas plataformas pouco profundas, não apenas pela descida de temperaturas e pela redução dos habitats de plataforma, mas também pelo recrudescimento da sedimentação clástica ("biofácies *Mucronaspis-Hirnantia*"). O elevado número de taxa-Lázaro que persistem no Silúrico sugere a existência de refúgios durante o evento glacial, que não foram detetados no registo fóssil até agora (Fortey,1989). Por seu lado, Adrain *et al*. (1998) relembraram que, como expectável, se extinguiram preferencialmente os ramos filogenéticos cujos últimos géneros ordovícicos tinham baixa diversidade.

No final do Período Ordovícico ocorreu a extinção da cosmopolita Fauna de *Mucronaspis-Hirnantia*, possivelmente relacionada com o degelo massivo e abrupto, e rápida transgressão consequente. Os sobreviventes pertenciam essencialmente aos Domínios Megistapidíneo e Batiuridíneo, que se estendiam por latitudes sul médias e região equatorial, pelo que a temperatura das águas não parece ter sido o fator determinante. Do Domínio Dalmanitoidíneo, apenas três dos oito clados com origem e diversificação neste biochorema sobreviveram à extinção (Adrain *et al.*, 2004).

Relativamente à glaciação fini-ordovícica e à semelhança de qualquer grande glaciação do Fanerozoico, já foram perspetivados diferentes cenários. Ao nível geoquímico, foram detetados elevadas concentrações de dióxido de carbono, tentativamente relacionadas com o grande volume de carbonatos depositado no Katiano (Evento Boda), causando um maior aprisionamento deste gás atmosférico (Villas *et al.*, 2002). Isto poderia conduzir à diminuição da temperatura média global no início do Hirnantiano. O nível baixo do mar no final do Período inibiria o depósito de carbonatos, justificando o abrupto final da glaciação (causa-efeito; e.g. Delabroye *et al.*, 2011). Para a extinção são normalmente indicadas causas que sejam consequência da glaciação, embora tenha sido sugerido que os dois acontecimentos são independentes. Entre elas citam-se alterações no ciclo do carbono (embora Delabroye *et al*., 2011 considere que as excursões de ^{13}C se seguem à extinção), anoxia oceânica e crises de salinidade. Uma condição de anoxia oceânica seria coerente com a deposição no final do Ordovícico e início do Silúrico de xistos negros. Justificaria também o maior número de organismos de domínio oceânico aberto afetados. No entanto, grupos como as trilobites olenídeos, capazes de tolerar condições de oxigénio reduzido, não sobreviveram à extinção, pelo que a anoxia teria de ser muito severa, ou outro fator terá afetado particularmente o grupo. Como causa da anoxia tem sido indicado o degelo após o máximo glacial, que deverá ter provocado uma transgressão abrupta com libertação súbita de nutrientes, levando a um aumento da produtividade oceânica e concomitante consumo do oxigénio disponível.

11.3. Paleobiogeografia das trilobites do Ordovícico Superior de Portugal: enquadramento e novos dados

Tendo em conta o conhecimento anteriormente sumariado relativamente à paleobiogeografia das trilobites no Ordovícico, nesta secção serão expostos os principais dados obtidos através do estudo das associações portuguesas do Ordovícico Superior e discutidas as suas implicações na biodiversidade, biogeografia e filogeografia do grupo neste intervalo temporal.

- **Berouniano**

De entre os dados biogeográficos aportados pelo estudo das associações de trilobites do Ordovícico Superior português, os respeitantes à idade berouniana são os que mais novidades aportaram. Anteriormente, as associações do Berouniano iberoarmoricano documentadas caracterizavam-se por uma baixa diversidade do grupo, com muito poucas espécies representadas por um elevado número de espécimes (e.g. *Crozonaspis dujardini* e *Deanaspis seunesi*). Com base nos dados à data disponíveis, Henry (1980a, p. 187) caracterizou as associações de trilobites do "Caradoc" como "Faunas pobres". Também Robardet *et al.* (1973) tinham anteriormente considerado que estas associações representariam comunidades de águas frias que anunciavam já as condições glaciais representadas pelas unidades do Hirnantiano. Porém, estas interpretações focaram-se sobre as associações do Berouniano inferior, médio e parte basal do superior ("Caradoc" dos autores mencionados), sendo que na parte alta do Berouniano superior (base do "Ashgill", Pusgilliano, dos autores mencionados) eram já conhecidas duas associações muito diversas de trilobites: a do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, em Portugal (Delgado, 1908; Thadeu, 1947), e a do Membro "Lumaquelas Terminales" da Formação Bancos Mixtos, em Espanha (Hammann, 1976). Estas duas associações contrastavam fortemente com a muito baixa diversidade documentada nas sequências do Berouniano inferior, médio e parte basal do Berouniano superior. Por outro lado, a presença de vários géneros endémicos, documentados nas sequências coetâneas da República Checa e/ou representados por outras espécies no Ordovícico Médio da própria Iberoarmórica (e.g. *Prionocheilus, Nobiliasaphus, Eccoptochile*), sugeriam que a baixa biodiversidade das associações do Berouniano inferior e médio da ATA deveria refletir um controlo de fácies ou, simplesmente, casualidade da amostragem existente. Estes géneros teriam provavelmente estado representados permanecido na região, mas não tinham ainda sido documentados no Berouniano inferior e médio.

Embora a associação de trilobites da Formação Cabeço do Peão, do Berouniano médio, estivesse documentada desde a listagem de fósseis de Delgado (1908), a ausência de estudos posteriores, quer sistemáticos, quer cronostratigráficos, fê-la passar despercebida aos estudos paleobiogeográficos do grupo. Com a realização do presente trabalho, foi possível identificar um total de 24 espécies de trilobites nestes níveis, demonstrando uma biodiversidade bastante elevada para uma idade durante a qual, anteriormente, se considerava que o domínio da ATA estava caracterizado por "Faunas pobres". Embora careça de estudo, uma associação de trilobites com diversidade semelhante ocorre em níveis coevos da Zona Centro-Ibérica

espanhola (Gutiérrez-Marco, 2016, pers. commun.) e é expectável que se venham a documentar mais associações diversas desta idade na Iberoarmórica.

De entre os géneros de trilobites atualmente conhecidos para o Berouniano inferior e médio iberoarmoricano, todos são neste trabalho considerados endémicos do Domínio Dalmanitoidíneo: *Actinopeltis*, *Armoricania* n. gen., *Cekovia*, *Colpocoryphe*, *Coplacoparia*, *Crozonaspis*, *Dalmanitina*, *Deanaspis*, *Eccoptochile*, *Eoharpes*, *Eodalmanitina*, *Eudolatites*, *Iberocoryphe*, *Lichas*, *Nobiliasaphus*, *Phacopidina?*, *Primaspis*, *Prionocheilus*, *Radnoria*, *Selenopeltis*, *Vysocania* e *Zeliszkella*. Anteriormente, os géneros *Lichas*, *Primaspis*, *Radnoria* e *Armoricania* (identificado como *Panderia*, ao qual era atribuída a espécie *Nilaeus beaumonti*) eram considerados originários de outras regiões, o que terá contribuído para a interpretação de redução do endemismo nestas idades neste domínio paleobiogeográfico.

O registo mais antigo de *Lichas* provém do Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Portugal. Adicionalmente, focando a distribuição geográfica e estratigráfica das espécies conhecidas do género *Lichas* (Fig. 11.13), todos os registos mais antigos provêm do domínio peri-gondwânico. Anteriormente, *Lichas* tinha sido interpretado como um género de origem Báltica (Hammann, 1992). A distribuição estratigráfica e geográfica de *Lichas*, bem como a interpretação de que este género se insere na linhagem evolutiva de *Uralichas* (ver Capítulo 8), indicam uma origem peri-gondwânica. Também *Primaspis* poderia ser considerado um "imigrante" báltico (com base nos dados de Bruton, 1968b), mas a revisão sistemática do género (Capítulo 8) sugere que este táxon é, no conceito dos autores anteriores, polifilético, sendo que a anterior divisão subgenérica é aqui elevada à categoria género (e.g. *Bojokoralaspis*, *Meadowtownella*, *Taemasaspis*). *Primaspis* fica assim limitado aos registos do domínio peri-gondwânico (*P. primordialis*, *P. tremenda* e *P. romanoi*), com a presença no Darriwiliano (Ordovícico Médio) de Espanha (Gutiérrez-Marco & Bernárdez Rodríguez, 2003, p. 249) a corroborar uma origem neste domínio.

No que diz respeito ao género *Radnoria*, foi anteriormente interpretado como sendo originário da Laurentia (Hammann, 1992). No trabalho agora apresentado este género é também considerado como tendo uma origem no domínio peri-gondwânico de alta latitude. Os registos mais antigos conhecidos provêm do Sandbiano superior/Katiano inferior de Portugal e Espanha (*Radnoria guyi* da Formação Cabeço do Peão). *R. dolicocephala*, da Formação Pagoda do Sul da China, será provavelmente já do Katiano inferior (parte média a superior da Formação Pagoda; Sheng & Ji, 1986). Por outro lado, durante o Katiano inferior, o género está representado por várias espécies no domínio peri-gondwânico de alta latitude (Portugal, Sardenha) e só no Katiano superior é registado noutras regiões, nomeadamente no Uzbequistão (*R. simplex*; Kolobova, 1978). Com base nestes dados, sugere-se que a dispersão do género foi provavelmente influenciada pela corrente de água fria SW-NE (Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Rasmussen, 2011 e referências prévias), que controlou a expansão de outros taxa ao longo da margem da Gondwana (Fig. 11.17),

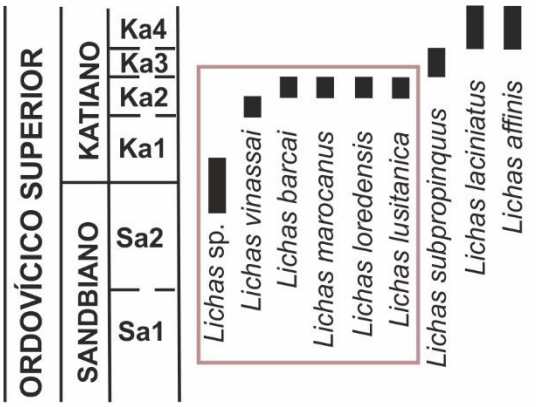


Figura 11.13. Distribuição estratigráfica das espécies mais antigas de *Lichas*.

desde a região de alta latitude gondwânica até ao Sul da China, via terrenos peri-gondwânicos como Pontides, Taurides e os terrenos Cazaque. Este padrão de distribuição observa-se noutros géneros de trilobites (e.g. *Neseuretus*, *Prionocheilus*) e também noutros grupos, como os braquiópodes (*e.g.* Rasmussen, 2011; Harper *et al.*, 2013).

A espécie *Nilaeus beaumonti*, anteriormente atribuída a *Panderia*, de origem Báltica, foi interpretada como representante da extensão da distribuição geográfica deste género para a região gondwânica durante a fase regressiva dobrotiviana (Rábano, 1989d, p. 88). Neste trabalho, a espécie é atribuída ao novo género *Armoricania* que está relacionado com um grupo pouco diverso do domínio peri-gondwânico de alta latitude, Hemibarrandiidae, e considerado endémico.

No início do Berouniano superior, os ambientes siliciclásticos pouco profundos que caracterizavam o domínio peri-gondwânico de alta latitude serão responsáveis pelas associações de muito baixa diversidade de trilobites, representadas pelos géneros *Calymenella*, *Plaesiacomia* e *Kloucekia? (Dreyfussina* dos autores anteriores), endémicos e presentes em níveis mais antigos deste domínio. Ao longo da margem gondwânica, foram documentadas associações semelhantes (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016) que permitem traçar o limite deste biochorema (Fig. 11.14).

As associações muito pouco diversas conhecidas anteriormente a este trabalho no Berouniano inferior e médio e na parte basal do Berouniano superior da Iberoarmórica (vulgo "Caradoc" dos autores anteriores), contrastavam fortemente com as documentadas no topo do Berouniano superior (vulgo "Ashgill" basal, andar Pusgilliano). O uso da escala regional britânica terá também tido alguma responsabilidade na forma como as mudanças da constituição das associações terão sido interpretadas. O facto do limite Caradoc-Ashgill se localizar aproximadamente a meio do Berouniano superior terá contribuído para que as diferenças observadas, que estarão relacionadas sobretudo com o controlo de fácies, tenham sido interpretadas como refletindo importantes permutas faunísticas. Inicialmente, Delgado (1897, 1901) intrigara-se com o aparecimento repentino de um grande número de espécies novas no Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna no Buçaco, tendo inferido o desaparecimento de barreiras geográficas como responsável pelo evento que designou de "invasão de uma nova fauna". Mais tarde, Carrington da Costa (1931) chamou a atenção de que, embora mais diversa, a associação do Membro Leira Má era constituída por taxa tipicamente "caradocianos". À luz do conhecimento atual, pode-se acrescentar que o que Carrington da Costa (1931) admitiu foi que a associação fossilífera do Membro Leira Má estava constituída por géneros típicos do Berouniano do domínio peri-gondwânico de alta latitude e não por "novos invasores".

A presença dos braquiópodes "imigrantes" típicos da Fauna de *Nicolella* (Colmenar, 2015) no Berouniano superior peri-gondwânico, coexistindo com taxa endémicos do Berouniano superior, levou Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) a interpretar que a chegada da Fauna de *Nicolella* ao domínio peri-gondwânico de alta latitude foi diacrónica, dependendo de condições ecológicas e ocorrendo antes do Kralodvoriano (ca. Katiano superior; ver também Anexo VI – trabalho XXI). Mas se neste grupo tais efeitos se observam, as associações de trilobites mantêm uma assinatura típica endémica até ao final do Berouniano. De entre os géneros presentes (Tabela 11.2), aqueles que anteriormente tinham sido interpretados como

"imigrantes" do evento Boda, são agora considerados como tendo origem no domínio peri-gondwânico (e.g. *Radnoria, Lichas, Hispaniaspis*).

À luz dos novos dados, considera-se que durante o Berouniano a Província de Alta Latitude (=Domínio Dalmanitoidíneo) estaria ainda caracterizada por um forte endemismo, mantendo-se bem individualizada e caracterizada por uma comunidade endémica de trilobites (Figs. 11.14, 11.15). Esta comunidade reconhece-se atualmente em associações documentadas em áreas adjacentes ao Mar Mediterrâneo, desde o sudoeste europeu (Zona Centro-Ibérica, Cadeias Ibéricas, Maciço Armoricano, Montanha Negra, Sardenha), ao norte de África (Marrocos, Líbia, Tunísia, Mauritânia) e no eixo que se prolonga para o sudeste europeu e Médio Oriente (Saxo-Thuringia, Bacia de Praga, Cárpatos-Balcãs, Turquia, Síria, Iraque, Irão, Afeganistão, Arábia Saudita e Emirados Árabes Unidos). Estas regiões localizavam-se durante o Ordovícico num eixo aproximadamente SW-NE, ao longo da margem gondwânica (Figs. 11.14, 11.15).

Do ponto de vista da biogeografia de trilobites, durante o Berouniano não se reconhece uma diminuição do provincialismo neste domínio paleogeográfico. As evidências de um aumento de intercâmbios faunísticos a nível mundial documentadas pelos autores anteriores, baseadas na presença de géneros que eram anteriormente considerados originários da Laurentia, Báltica e Sul da China, são aqui refutadas. As permutas faunísticas dentro da Província de Alta Latitude estariam sobretudo controladas por uma importante corrente de sentido geral W-E, ao longo da margem gondwânica. Esta corrente terá permitido a alguns géneros estenderem a sua distribuição para fora deste domínio, como *Neseuretus* e *Hungioides*, que terão chegado aos Himalaias, Oeste da Austrália e Sibéria no final do Darriwiliano, ou *Prionocheilus*, que se terá deslocado ao longo da margem gondwânica até ao Sul da China.

Presentemente, as limitações da amostragem dificultam a aplicação de métodos estatísticos, como a análise de componentes principais, que foi realizada com os dados existentes, mas cujos resultados espelham sobretudo o desigual conhecimento das associações de trilobites das regiões que constituem este domínio e não as relações de maior e menor afinidade entre si. Com a exceção do Berouniano da Iberoarmórica, Marrocos, República Checa, Sardenha, Turquia e Irão, nas restantes regiões estão apenas listados um ou dois géneros de trilobites (documentados no recente trabalho de Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016). Por outro lado, mesmo nas regiões elencadas, o conhecimento das associações de trilobites ao longo de todo o Berouniano está marcado por muitas lacunas. Em Espanha, apenas no Berouniano superior da Zona Centro-Ibérica foram documentadas em detalhe associações diversificadas de trilobites, carecendo as do Berouniano médio de estudo. Em França, no Maciço Armoricano, foram apenas listados três espécies de trilobites do Berouniano superior, e mesmo as várias associações do Berouniano médio apresentam uma diversidade muito baixa que espelhará mais a casualidade dos setores amostrados e o controlo de fácies do que as comunidades que existiriam nesta idade naquela região. Por outro lado, no setor da Montanha Negra, na Sardenha e Irão, apenas se conhecem associações do Berouniano superior, quer seja por lacuna estratigráfica, ou por ausência de documentação de trilobites nas sucessões de idade berouniana superior.

A distribuição das espécies de trilobites identificadas no Berouniano da ZCI portuguesa corrobora uma maior afinidade com o Maciço Armoricano e a ZCI espanhola

Tabela 11.1. Trilobites do Berouniano da Zona Centro-Ibérica portuguesa e a sua ocorrência noutras regiões da Província de Alta Latitude. +, presente; -, ausente; ? possivelmente presente. 1, Maciço Armoricano; 2, Montanha Negra; 3, Zona Centro-Ibérica portuguesa; 4, Zona Centro-Ibérica espanhola; 5, Cadeias Ibéricas; 6, Sardenha; 7, Boémia; 8, Anti-atlas, Marrocos. A azul, as espécies apenas documentadas até ao momento na Zona Centro-Ibérica portuguesa.

BEROUNIANO								
Taxa/Região	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
Actinopeltis bocagei	-	-	+	-	-	-	-	-
Actinopeltis cf. *spjeldnaesi*	-	-	+	+	-	-	-	-
Actinopeltis sp. A	-	-	+	-	-	-	-	-
Actinopeltis tejoensis	-	-	+	-	-	-	-	-
Actinopeltis? henrotayi	-	-	+	-	-	-	-	-
Areia bussacensis n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Armoricania beaumonti	+	-	+	+	-	-	-	+
Calymenella boisseli	+	+	+	+	-	-	-	+
Calymenella cf. *bayani*	+	-	+	+	-	-	-	-
Cekovia loredensis	-	-	+	-	-	-	?	-
Cekovia piresi n. sp.	-	-	+	-	?	-	-	-
Colpocoryphe grandis	+	-	+	+	-	-	+	+
Coplacoparia sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Crozonaspis aff. dujardini	+	-	+	-	-	-	-	-
Crozonaspis chauveli	+	-	+	-	-	-	-	-
Crozonaspis dujardini	+	-	+	+	+	-	-	-
Dalmanitina manfroi n. sp.	-	-	+	-	?	-	-	-
Dalmanitina philippoti	+	-	+	-	-	-	-	-
Dalmanitina rabanoae n. sp.	+	-	+	-	-	-	-	-
Dalmanitina sp. (cf. *acuta*)	-	+	+	+	+	-	-	-
Deanaspis grenieri	+	-	+	-	+	-	-	-
Deanaspis seunesi	+	-	+	+	+	-	-	-
Delgadoa loredensis	-	-	+	-	-	-	-	-
Eccoptochile clavigera	+	-	+	-	-	-	+	-
Eccoptochile impedita	-	-	+	+	-	+	-	-
Eccoptochile tumifrons	-	-	+	-	-	+	-	-
Eodalmanitina berouniana n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Eoharpes macaoensis	-	-	+	-	-	-	-	-
Eudolatites aff. *angelini*	-	-	+	-	-	-	-	-
Eudolatites queixoperra n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Iberocoryphe cf. bonissenti	+	-	+	-	-	-	-	-
Kloucekia sp. A	-	-	+	+	-	-	-	-
Kloucekia sp. B	-	-	+	-	-	-	-	-
Kloucekia sp. cf. *D. exophtalma*	+	+	+	+	-	-	-	-
Kloucekia youngi n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Lichas loredensis n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Lichas lusitanica n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Lichas sp.	-	-	+	+	-	-	-	-
Nobiliasaphus katianus n. sp.	-	-	+	+	-	+	-	+
Onnia? malladai	+	-	+	+	-	-	-	-
Phacopidina? armoricana	+	-	+	-	-	-	-	-
Plaesiacomia robardeti n. sp.	+	-	+	+	-	-	-	-
Primaspis romanoi n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Prionocheilus verneuili	+	-	+	-	-	-	-	-
Prionocheilus costai	+	-	+	-	-	-	-	-
Radnoria guyi n. sp.	-	-	+	+	-	-	-	-
Radnoria loredensis	-	-	+	-	-	?	-	-
Selenopeltis buchi	-	-	+	-	-	-	+	+
Ulugtella? guedesi n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Vysocania iberica	+	-	+	+	+	-	-	-
Whittingtonia? collectorum n. sp.	-	-	+	-	-	-	-	-
Zeliszkella cf. *renaudae*	+	-	+	-	-	-	-	-

Tabela 11.2. Géneros de trilobites do Berouniano da Província de Alta Latitude e a sua ocorrência nas diferentes regiões atuais que nela se enquadram. +, presente; -, ausente. 1, Bacia de Praga (Boémia, República Checa); 2, Saxo-Turíngia (Alemanha); 3, Maciço Armoricano (França); 4, Montanha Negra (França); 5, Zona Centro-Ibérica (Portugal); 6, Zona Centro-Ibérica (Espanha); 7, Cadeias Ibéricas; 8, Marrocos; 9, Sardenha (Itália); 10, Cárpatos-Bálcãs; 11, Turquia; 12, Síria; 13, Iraque; 14, Irão; 15, Afeganistão; 16, Arábia Saudita; 17, Emirados Árabes Unidos; 18, Mauritania; 19, Líbia e Tunísia. A azul, os géneros até ao momento apenas documentados no Berouniano da Zona Centro-Ibérica portuguesa; a vermelho os géneros até ao momento ausentes no Berouniano da ZCI portuguesa.

BEROUNIANO																			
Taxa/Região	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Actinopeltis	+	-	-	-	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Areia	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Armoricania	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Birmanites	+	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bohemilla	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Calymenella	+	+	+	+	+	+	-	+	+	-	+	-	-	-	-	+	-	+	+
Calymenia	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cekovia	+	-	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ceratocephala	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chlustinia	+	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Colpocoryphe	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-
Coplacoparia	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crozonaspis	-	-	+	-	+	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cyclopyge	+	-	+	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Dalmanitina	+	+	+	+	+	+	-	+	+	+	+	-	-	+	-	-	-	+	-
Deanaspis	+	-	+	-	+	+	-	+	+	-	+	-	-	+	+	+	+	-	-
Declivolithus	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Delgadoa	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diacanthaspis	-	-	-	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dicranopeltis	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dicranurus	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Dionide	+	-	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eccoptochile	+	-	+	-	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eccoptochiloides	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ellipsotaphrus	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eodalmanitina	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eoharpes	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Eudolatites	+	-	-	-	+	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Flexicalymene	+	-	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Hawleia	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Heterocyclopyge	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Hispaniaspis	-	-	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Iberocoryphe	+	-	+	-	+	-	-	-	-	-	+	-	-	+	-	+	-	-	-
Isbergia	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Kloucekia	+	-	-	+	+	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+
Lichas	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Marrolithus	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Neseuretinus	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	+	+	-	-	-	-
Nobiliasaphus	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-
Onnia	+	-	+	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ormathops	+	-	+	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Phacopidina	+	-	+	-	+	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Plaesiacomia	+	-	+	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Platycoryphe	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-
Primaspis	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Prionocheilus	+	-	+	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Radnoria	-	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Raphiophorus	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sardoites	-	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
Selenopeltis	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-	-
Sokhretia	+	-	-	-	+	+	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ulugtella	+	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Vysocania	+	-	+	-	+	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Whittingtonia	-	-	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zbirovia	+	-	-	-	+	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zeliszkella	+	-	-	-	+	-	-	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(Tab. 11.1). Muitas foram apenas documentadas em Portugal (18 de 52). O maior número de espécies em comum é com o Maciço Armoricano (21 de 52), seguindo-se a ZCI espanhola (17 espécies). As restantes regiões analisadas a nível específico (Cadeias Ibéricas, Montanha Negra, Sardenha, Bacia de Praga e Anti-Atlas marroquino) têm menos de cinco espécies em comum documentadas. A nível genérico (Tab. 11.2), a presença de géneros característicos do Berouniano da Iberoarmórica (*Crozonaspis, Armoricania, Lichas*) em Marrocos, mas ausentes na República Checa, sugere também uma maior conexão entre as primeiras duas regiões. Por outro lado, a existência de um conjunto de géneros (*Neseuretinus, Sardoites*) limitados aos setores mais orientais da atual região mediterrânica (Sardenha, Turquia, Irão), e a existência de várias espécies em comum nestas regiões, sugere uma maior afinidade da Sardenha com o setor este da Província de Alta Latitude, do que com o setor oeste (ATA). Esta interpretação não coincide com as projeções paleogeográficas da Sardenha no Sandbiano/Katiano, baseadas sobretudo em dados de braquiópodes, que indicam maior afinidade com a região da ATA. Por este motivo, nas projeções paleogeográficas aqui figuradas, a Sardenha foi deslocada ligeiramente para leste (Figs. 11.14, 11.15, 11.16). Estas diferenças poderão ser resultado da amostragem, uma vez que Harper *et al.* (2013) não incluíram associações de braquiópodes do setor leste da atual região mediterrânica (Turquia, Irão, etc) na análise de clusters.

De entre um total de 53 géneros analisados (Tab. 11.2) para o Berouniano das regiões incluídas no biochorema considerado (Província Mediterrânica), a maior diversidade foi registada na ZCI portuguesa (44), seguido da Bacia de Praga (38), a ZCI espanhola (30), Marrocos (25), Sardenha (20), Maciço Armoricano (16) e Turquia (10). É possível que a biodiversidade genérica de Portugal esteja sobrevalorizada em relação à de Marrocos e à da República Checa, pelo levantamento exaustivo da primeira região neste trabalho face às restantes (consulta bibliográfica). De qualquer forma, estes valores espelham claramente a maior amostragem e documentação destas regiões. Para as restantes regiões são conhecidos menos de cinco géneros de trilobites no Berouniano. Esta realidade impossibilita efetuar uma análise estatística detalhada. *Dalmanitina, Calymenella* e *Deanaspis* são os géneros presentes num maior número de regiões (superior a 10, de um total de nove incluídas na análise). Seguem-se *Colpocoryphe, Cyclopyge, Eccoptochile, Iberocoryphe, Nobiliasaphus* e *Kloucekia*? (inclui *Dreyfussina* dos autores anteriores), presentes em mais de cinco regiões.

O endemismo das comunidades representadas pelas associações destas regiões, define a Província de Alta latitude de trilobites (Figs. 11.14, 11.15, 11.16). Devendo um biochorema ser definido com base no endemismo total da sua biota (não em taxa particulares), numa área geográfica em torno da área central/núcleo, considera-se que a Província de Alta Latitude está caracterizada e limitada pela distribuição deste conjunto de géneros durante o Berouniano. A nível desta província, parece existir uma diferenciação incipiente marcada pela presença dos géneros *Crozonaspis* e *Cekovia* na região setentrional-polar e por *Sardoites* e *Flexicalymene* para as regiões de menor latitude. Para latitudes semelhantes, na Báltica e Avalónia as associações de trilobites são distintas, sugerindo que a distribuição do grupo não será controlada pela temperatura das águas mas por outro fatores (vicariantes, diferenciação E-W) como o oceano entre estas massas continentais e o padrão das correntes oceânicas.

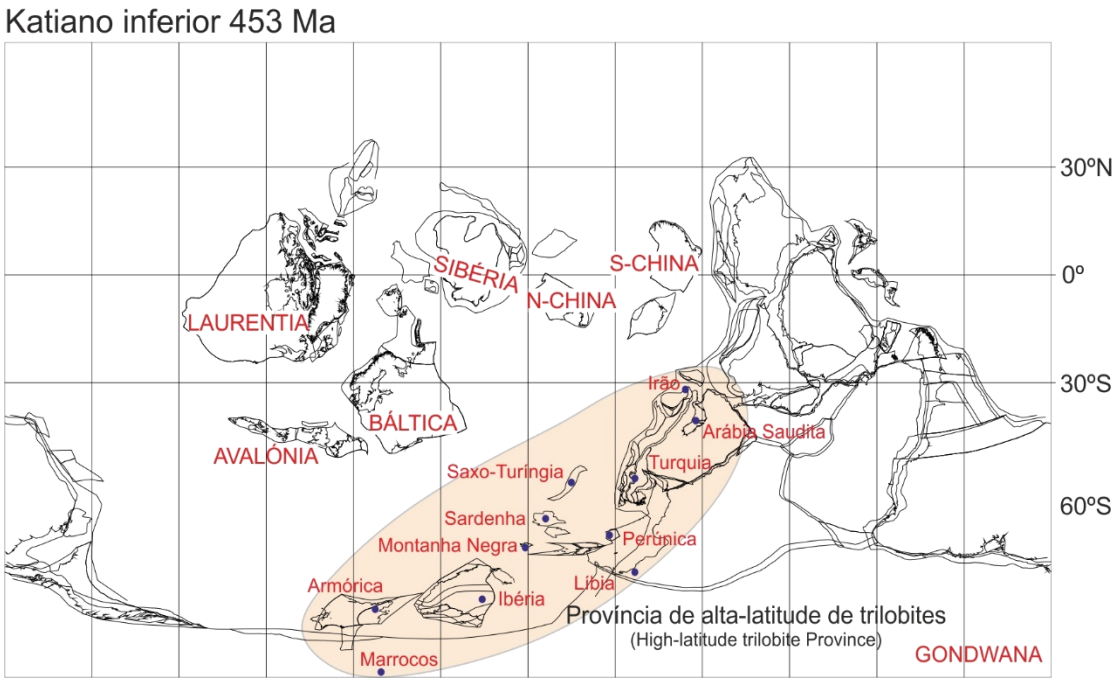


Figura 11.14. Limites da Província de Alta Latitude de trilobites num mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (ca. Berouniano médio a superior) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls. A posição dos terrenos perigondwânicos foi alterada segundo as sugestões de Harper *et al*. (2013) e Gutiérrez-Marco *et al*. (2016).

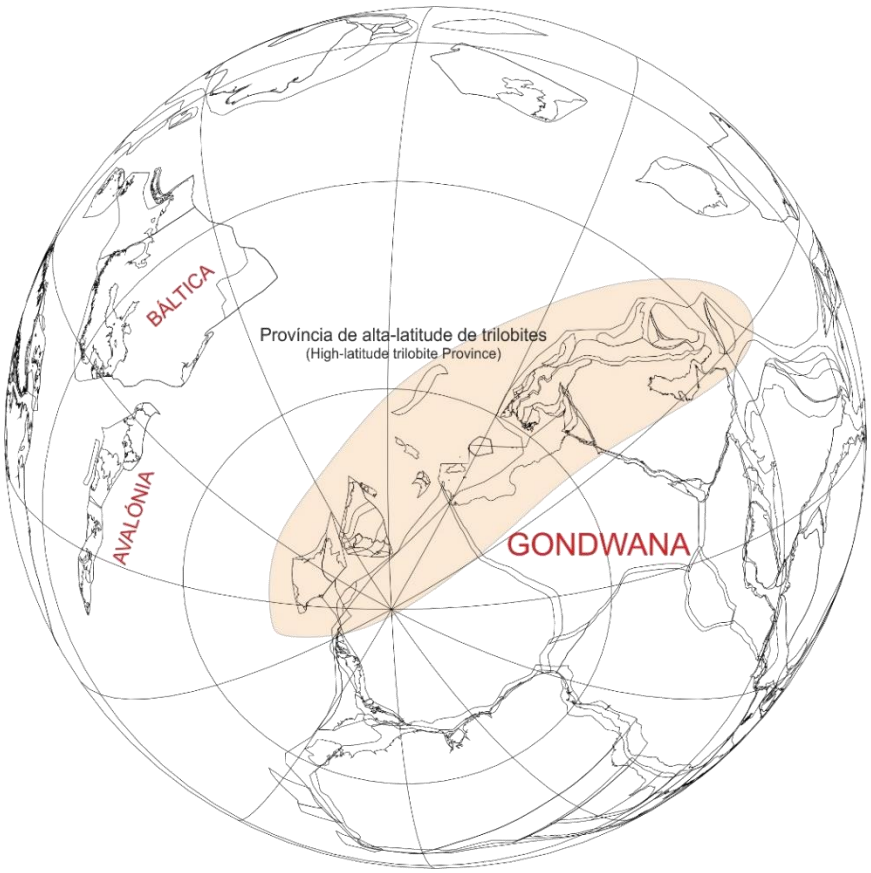


Figura 11.15. Limites da Província de Alta Latitude de trilobites num mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (ca. Berouniano médio a superior) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Schmidt para melhor visualização da continuidade geográfica da área incluída neste biochorema. A posição dos terrenos perigondwânicos foi alterada segundo as sugestões de Harper *et al*. (2013) e Gutiérrez-Marco *et al*. (2016).

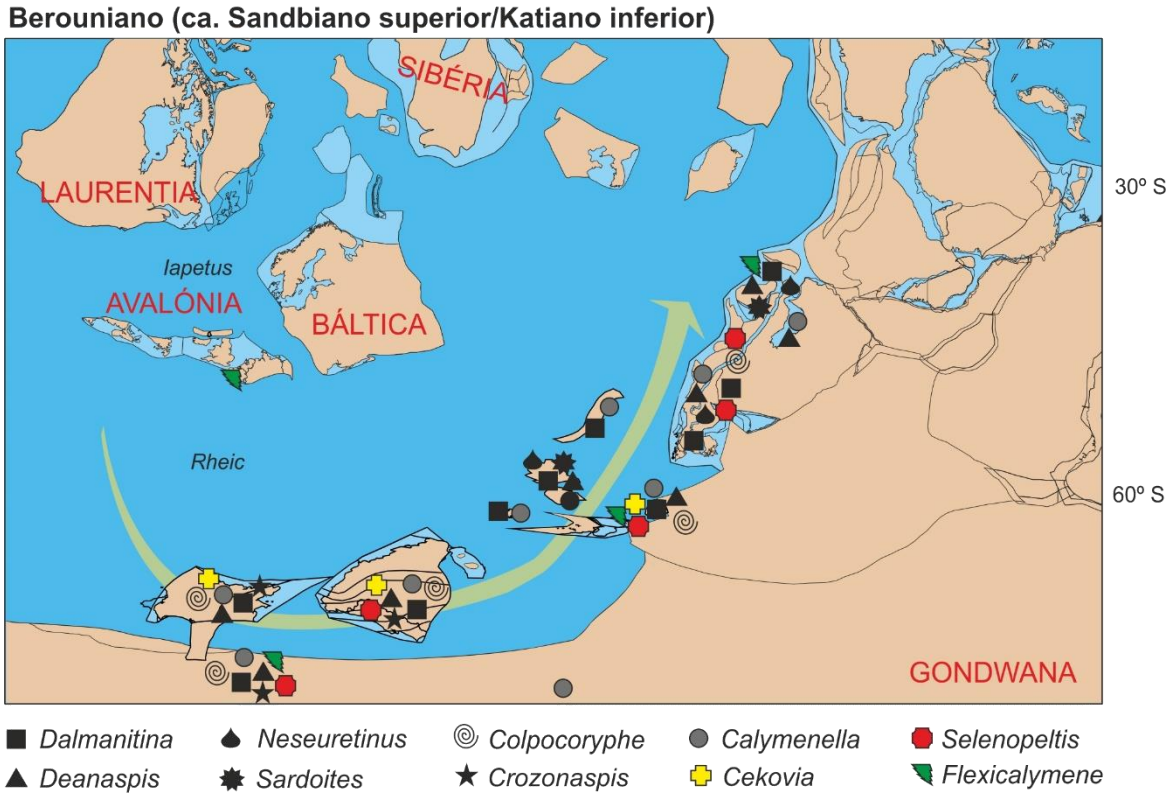


Figura 11.16. Distribuição de géneros selecionados do Berouniano da Província de Alta Latitude de trilobites. Mapa paleogeográfico para o Katiano inferior (453 Ma) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls. A posição dos terrenos perigondwânicos foi alterada segundo as sugestões de Harper et al. (2013), Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) e dados deste trabalho. A amarelo a corrente de água fria SW-NE (Gutiérrez-Marco & Rábano, 1987; Rasmussen, 2011 e referências prévias) que terá controlado a distribuição destes taxa.

Focando os dados de braquiópodes para a mesma idade, Harper *et al.* (2013) consideraram que a Província de Alta latitude incluiria também outras regiões perigondwânicas, nomeadamente as atualmente representadas pelas associações da Argentina e Bolívia. Porém, os dados de trilobites não apresentam evidência das associações de trilobites do Sandbiano/Katiano inferior destas regiões com as da região mediterrânica, pelo que a Província de Alta latitude de trilobites no Sandbiano/Katiano inferior é consideravelmente menos extensa do que a interpretação de Harper *et al.* (2013) para os braquiópodes (Fig. 11.14).

- **Kralodvoriano**

O Kralodvoriano (ca. Katiano superior) está marcado por uma importante redução do endemismo a nível global. O Evento Boda permitiu que muitos taxa de águas pouco profundas da Avalónia e Báltica estendessem a sua distribuição para a região peri-gondwânica (Província de Alta Latitude), dada a expansão da faixa climática temperada. Géneros característicos das águas quentes e de substratos carbonatadas da Laurentia e Báltica alargaram a sua área de distribuição para os ambientes similares que se terão desenvolvido na plataforma gondwânica.

Para os braquiópodes, a Fauna de *Nicolella* (Pickerill & Brenchley, 1979) nome dado às associações dominadas pelo género homónimo durante este evento, "substituindo" as comunidades endémicas da Província de Alta latitude (Villas, 1985; Villas *et al.*, 2002; Boucot *et al.*, 2003; Harper *et al.*, 2013; Colmenar *et al.*, 2013; Colmenar, 2015). Muitos taxa diagnósticos da Fauna de *Nicolella* terão origem na Avalónia, Báltica e Laurentia (Williams, 1963; Pickerill & Brenchley, 1979; Harper *et al.*, 2013), que se localizavam a latitudes inferiores às de maior parte da Província de Alta Latitude. Os braquiópodes endémicos que caracterizavam este biochorema durante o Berouniano, tornam-se raros ou estão ausentes nas associações do Kralodvoriano, mantendo-se apenas em latitudes mais elevadas/superiores (e.g. Marrocos, Colmenar & Álvaro, 2015).

Tabela 11.3. Trilobites do Kralodvoriano da Zona Centro-Ibérica portuguesa e a sua ocorrência noutras regiões da Província de Alta Latitude. +, presente; -, ausente; ? possivelmente presente. 1, Maciço Armoricano; 2, Montanha Negra; 3, Zona Centro-Ibérica portuguesa; 4, Zona Centro-Ibérica espanhola; 5, Cadeias Ibéricas; 6, Sardenha; 7, Boémia; 8, Anti-atlas, Marrocos.

KRALODVORIANO								
Taxa/Região	**1**	**2**	**3**	**4**	**5**	**6**	**7**	**8**
Cekovia perplexa	?	-	+	-	+	-	-	-
Amphoriops inflatus	-	-	+	-	+	+	-	-
Bumastus aff. *commodus*	-	-	+	-	+	-	-	-
Cekovia sp.	+	-	+	+	+	-	-	+
Ceraurinus cf. *meridianus*	-	-	+	-	+	-	-	-
Lichas sp.	-	-	+	-	+	+	-	+
Nobiliasapus sp.	-	-	+	-	+	+	-	-
Ovalocephalus tetrasulcatus	-	-	+	+	+	+	-	-
Parillaenus? creber	-	-	+	-	+	+	-	-
Phillipsinella lusitanica n. sp.	-	-	+	-	?	-	-	-
Prionocheilus sp.	-	-	+	-	+	+	-	-

Para o grupo das trilobites, as associações do Kralodvoriano da Iberoarmórica deixam de ser tipicamente endémicas, com o aparecimento de géneros e famílias originárias de outras regiões (e.g. Bumastininae, Cyrtometopinae, *Ovalocephalus, Parillaenus?*).

Anteriormente, Hammann (1992) providenciou uma análise detalhada sobre a paleobiogeografia das trilobites do Katiano superior do domínio peri-gondwânico de alta latitude. Por este motivo, nesta secção serão sobretudo discutidos os novos dados resultantes do estudo sistemático das associações portuguesas desta idade (parte superior da Formação Porto de Santa Anna e Formação Ferradosa; Tab. 11.3).

Na Zona Centro-Ibérica portuguesa, as associações do Kralodvoriano são significativamente menos diversas que as documentadas por Hammann (1992) nas Cadeias Ibéricas em Espanha e por Hammann & Leone (1997, 2007) na Sardenha. Atualmente são conhecidos os géneros *Amphoriops, "Bumastus", Cekovia, "Ceraurinus", Lichas, Nobiliasaphus, Ovalocephalus, Parillaenus?, Phillipsinella* e *Prionocheilus. Cekovia* é considerado neste trabalho um género endémico, com distribuição confinada ao domínio peri-gondwânico de alta latitude, estando documentado em Portugal, Espanha, França, República Checa e Marrocos. Tem o seu primeiro aparecimento no Sandbiano (Berouniano inferior) da República Checa (*C. transfuga*), sendo que nesta região o registo mais recente do género data do Katiano inferior (Berouniano médio; *C. salteri*). Porém, durante o Katiano superior (ca. Kralodvoriano), *Cekovia* é um dos géneros de trilobites mais comuns nas associações

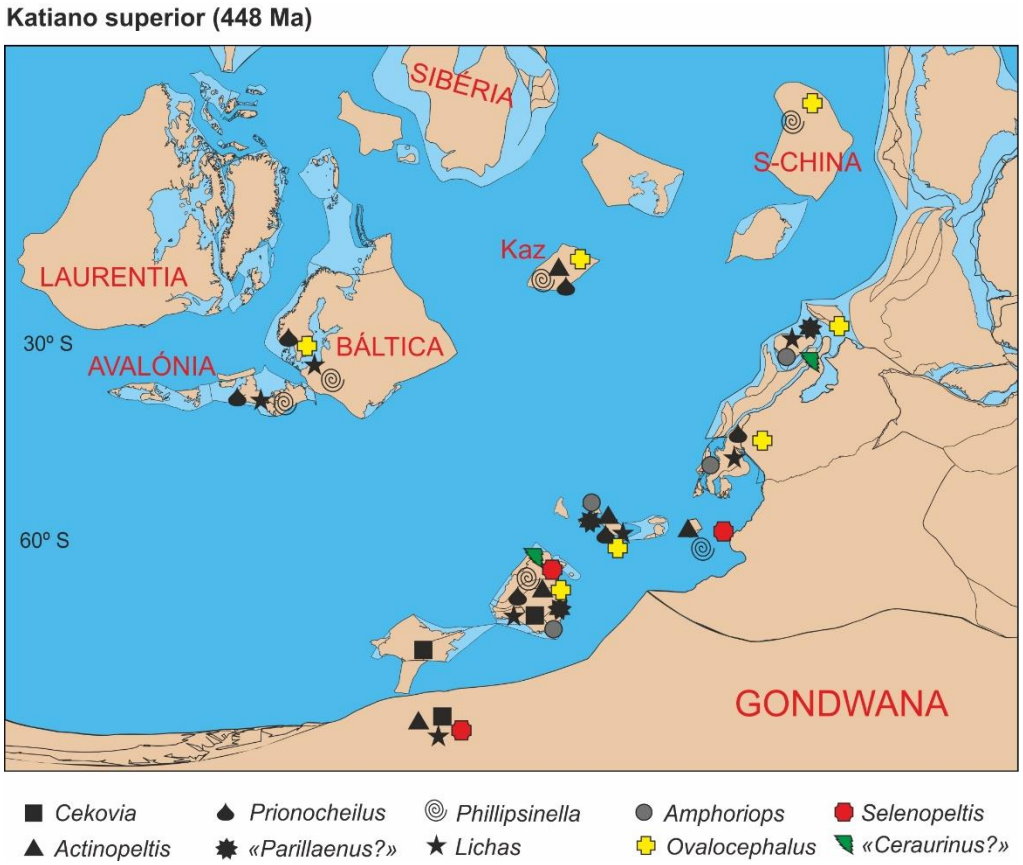


Figura 11.17. Distribuição de géneros selecionados do Katiano superior (ca. Kralodvoriano) da Província de Alta Latitude de trilobites. Mapa paleogeográfico para o Katiano superior (448 Ma) obtido através do software BugPlates e usando uma projeção Galls. A posição dos terrenos perigondwânicos e da Associação de terrenos do Cazaquistão foi alterada segundo as sugestões de Harper *et al*. (2013), Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) e dados deste trabalho.

dominadas por equinodermes das unidades carbonatadas da Iberoarmórica (Espanha: Robardet, 1976; Hafenrichter, 1979; Hammann, 1992; França: Kerforne, 1901; Lebrun, 2002), estando também presente em Marrocos (Villas *et al.*, 2016; neste trabalho). A espécie *Parillaenus? creber*, cuja atribuição genérica é duvidosa, apresenta caracteres dorsais e uma configuração hipostomal que sugerem relação próxima com *Parillaenus* s.s., de origem báltica. Independentemente da sua identidade genérica, *P.? creber*, documentado no Kralodvoriano de Portugal, Espanha (Hammann, 1992) e Sardenha (Hammann & Leone, 1997), representa um grupo morfológico de illaenídeos característico das associações desta idade do domínio peri-gondwânico de alta latitude, não sendo conhecidas formas relacionadas em níveis mais antigos desta região. Por este motivo, este táxon representa provavelmente uma influência báltica relacionada com as permutas faunísticas que ocorreram associadas ao evento Boda. De igual modo, *"Ceraurinus" meridianus,* embora de atribuição genérica incerta, pertence a um grupo de géneros (*Ceraurinus*-group) cujo registo mais antigo ocorre no Ordovícico Inferior da Báltica, pelo que a sua presença no Kralodvoriano ibérico é também considerada uma influência báltica. A origem peri-gondwânica de *Lichas* foi já anteriormente demonstrada. Durante o Katiano superior, este género expandiu a sua distribuição geográfica, aparecendo na Avalónia e na Báltica, tornando-se posteriormente um género cosmopolita que está frequentemente presente nas comunidades de baixa diversidade do Hirnantiano (Fauna de *Hirnantia).* À semelhança de *Cekovia,* o género *Lichas* é um dos mais abundantes nas

associações de trilobites do Kralodvoriano da Província de Alta Latitude. "*Bumastus"* aff. *commodus*, documentada no Kraldovoriano de Portugal e Espanha, apresenta semelhanças com *Bumastus commodus* do Horizonte Tschokparsk do Katiano do Cazaquistão. Esta espécie marca o primeiro aparecimento de trilobites bumastiformes na Iberoarmórica. *Ovalocephalus* terá tido origem no Sul da China, onde o género é conhecido desde o Floiano, tendo estendido a sua distribuição geográfica ao longo do Ordovícico Médio e Superior em sucessivos eventos transgressivos (Zhou *et al.*, 2010). Durante o Katiano superior, com a diminuição do endemismo a nível global relacionado com o evento Boda, o género torna-se cosmopolita, com registos no domínio peri-gondwânico de alta latitude, associação de terrenos do Cazaquistão, Shibumasu e Báltica (Portugal, Espanha, Sardenha, Turquia, Uzbequistão, Cazaquistão, Quirguistão, Mongólia, Tailândia e Polónia; Fig. 11.17). A propósito da distribuição de *Ovalocephalus tetrasulcatus*, transcreve-se uma frase não publicada de Wolfgang Hammann, no rascunho de um capítulo inacabado e, por este motivo, não incluído no volume final póstumo de Hammann & Leone (2007): "Funny enough the species *Ovalocephalus tetrasulcatus* does not occur elsewhere in Baltica, nor is it known from Bohemia but seems to be widespread along the external margins of North Gondwana."

Prionocheilus e *Nobiliasaphus* são ambos considerados originários do domínio peri-gondwânico de alta latitude, sendo comuns desde o Ordovícico Inferior e Médio, respetivamente, até ao Katiano superior. Desde o final do Darriwiliano até ao Katiano inferior, *Prionocheilus* estendeu a sua distribuição geográfica para a Báltica (e.g. *P. nieszkowskii* da Estónia e *P. foveolatus* da Suécia) e para a China (e.g. *P. parapulchra*). No Katiano superior o género alcançou outras regiões, como a Avalónia (e.g. *P. cautleyensis* da Formação Cautley Limestone, Cumbria, Inglaterra), os terrenos do Cazaquistão (e.g. *P. inermis* do Membro Obikalon da Formação Shakhriomon, Uzbequistão e *P. solitus* do Cazaquistão).

Os registos mais antigos de *Phillipsinella* datam do Ordovícico Médio e situam-se na Alemanha (*P. borealis*), Turquia (*P. matutina*) e Suécia (*Phillipsinella* sp. indet. A). Durante o Dapingiano-Darriwiliano, estas regiões situavam-se entre a Província de Alta Latitude e a Província Báltica (Harper *et al.*, 2013). A corrente fria de sentido SW-NE, desenvolvida ao largo da margem gondwânica, desde a região da Ibero-Armorica até ao Sul da China e outra corrente, quente, de sentido E-W, desde o Sul da China até à Báltica. Estas correntes circundavam as regiões anteriormente mencionadas, podendo estar relacionadas com a distribuição do género no Ordovícico Médio ao redor destas regiões. Embora o género *Phillipsinella* já estivesse bastante disperso geograficamente anteriormente ao Evento Boda, durante o Katiano superior o número de ocorrências aumentou substancialmente, registando-se pela primeira vez em diversas regiões paleogeográficas (Iberoarmórica, Urais, terrenos do Cazaquistão e peri-Laurentia). Alguns autores propuseram uma origem báltica para o género *Phillipsinella* (e.g. Kielan, 1959; Hammann, 1992). Por seu lado, Bruton (1976) admitiu que o registo do género no Ordovícico Médio da Turquia indicaria uma origem no "Domínio Asaphídeo" (*sensu* Whittington & Hughes, 1972, que corresponderia, sobretudo, à Báltica). No entanto, atualmente os terrenos Pontides-Taurides, aos quais pertencia a área atualmente correspondente à Turquia, são, de acordo com as perspectivas mais recentes, localizados na margem gondwânica, pertencendo à Província de Alta Latitude. Adicionalmente, *P. borealis*

Tabela 11.4. Géneros de trilobites do Kralodvoriano de Portugal e distribuição na Província de Alta Latitude (inclui também os géneros berounianos ausentes até ao momento no Kralodvoriano de Portugal, a azul, mas presentes nesta idade noutras regiões da Província de Alta Latitude). +, presente; -, ausente. 1, Bacia de Praga (Boémia, República Checa); 2, Saxo-Turíngia (Alemanha); 3, Maciço Armoricano (França); 4, Zona Centro-Ibérica (Portugal); 5, Zona Centro-Ibérica (Espanha); 6, Cadeias Ibéricas; 7, Marrocos; 8, Sardenha (Itália); 9, Cárpatos-Balcãs; 10, Turquia; 11, Irão.

KRALODVORIANO											
Taxa/Região	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
"Bumastus"	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-
"Ceraurinus"	-	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-
Actinopeltis	+	-	-	-	-	+	+	+	-	-	-
Amphoriops	-	-	-	+	-	+	-	+	-	+	+
Cekovia	-	-	+	+	+	+	+	-	-	-	+
Eccoptochile	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	+
Kloucekia	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-
Lichas	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+
Nobiliasaphus	-	-	-	+	+	-	-	+	-	-	-
Ovalocephalus	-	-	-	+	-	+	-	+	-	+	+
Parillaenus?	-	-	-	+	-	+	-	+	-	-	+
Phillipsinella	+	-	-	+	-	+	-	-	-	-	-
Prionocheilus	-	-	-	+	-	+	-	+	-	+	-
Radnoria	-	-	-	-	-	+	-	+	-	-	-
Selenopeltis	+	-	-	-	-	+	+	-	-	-	-
Ulugtella	-	+	-	-	-	+	-	+	-	-	-
Vysocania	+	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-

Tabela 11.5. Distribuição estratigráfica e paleogeográfica de géneros de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal. F, Floiano; Dp, Dapingiano; D, Darriwiliano; S, Sandbiano; K, Katiano; H, Hirnantiano.

	peri-Gondwana	Avalónia	Báltica	Laurentia	Kazakh-ter.	China
Actinopeltis	- - - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - - -
Amphoriops	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Areia	- - - S K -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Armoricania	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Calymenella	- - - S K -	F Dp - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Cekovia	- - - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Colpocoryphe	F? Dp D S - -	- - D - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Coplacoparia	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Crozonaspis	- - D S - -	- - D - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Dalmanitina	- - - S K? -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - - -
Deanaspis	- - D? - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Delgadoa	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Eccoptochile	- - D S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - - -
Eodalmanitina	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Eoharpes	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Eudolatites	- - - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Iberocoryphe	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Kloucekia	- - D S K -	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Lichas	- - - S K H	- - - - K H	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Mucronaspis	- - - S K H	- - - - - H	- - - - - H	- - - - - H	- - - - - H	- - - - - H
Nobiliasaphus	- - D S K -	- - D - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - S - -	- - - - - -
Onnia	- - - S K -	- - - - K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Ovalocephalus	- - - - K -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - - -	- - - - K -	F Dp D S K -
Phacopidina	- - D S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Phillipsinella	- Dp - - K -	- - - S K H	- Dp - - K -	- - - - - H	- - - - K -	- - - S K -
Plaesiacomia	- - D S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Primaspis	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Prionocheilus	F Dp D S K -	- - - - K -	- - - S K -	- - - - - -	- - - - K -	- - D S - -
Radnoria	- - - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - K -	- - - - K -
Selenopeltis	- Dp D S K -	- - - S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Vysocania	- - - S K -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -
Zeliszkella	- - D S - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -	- - - - - -

(eventualmente o registo mais antigo, embora o seu controlo estratigráfico seja ténue) foi registada no Terreno Saxo-Turíngia cujas costas fariam parte da Província de Alta Latitude. De todas as formas, a insatisfatória amostragem do género torna prematura qualquer interpretação adicional.

É importante realçar que as associações de trilobites do Kralodvoriano da Província de Alta Latitude, embora apresentem alguns géneros com origem noutros domínios, nomeadamente na Báltica (e.g. *Parillaenus?*, *Ceraurinus?*, *Isbergia*), Avalónia (e.g. *Harpidella, Diacanthaspis*), Laurentia (*Holdenia, Heliomeroides, Capipernurus*) e Sul da China (e.g. *Ovalocephalus, Lamproscutellum*), são constituídas maioritariamente por géneros endémicos da Província de Alta Latitude de trilobites e/ou com origem neste biochorema (e.g. *Actinopeltis, Amphoriops, Areia, Birmanites, Calymenia, Cekovia, Dionide, Eccoptochile, Hispaniaspis, Lichas, Neseuretinus, Prionocheilus, Nobiliasaphus, Radnoria, Phillipsinella?, Selenopeltis, Ulugtella, Vysocania*; Fig. 11.5). Mais importante é mencionar que alguns destes géneros peri-gondwânicos expandiram a sua distribuição geográfica durante o Katiano superior, sendo esta expansão contemporânea da "invasão dos pólos" (*sensu* Fortey & Cocks, 2005) relacionada com o evento Boda. São exemplo (Tab. 11.5) *Actinopeltis, Areia, Eccoptochile, Kloucekia, Lichas, Prionocheilus, Ulugtella?* e *Radnoria* (com dúvida, também *Phillipsinella* e *Onnia*) os quais surgem na Báltica, Avalónia, Associação de terrenos do Cazaquistão e Sul da China só no Katiano superior. Esta "invasão inversa" das trilobites passou despercebida nos trabalhos anteriores (e.g. Hammann, 1992; Fortey & Cocks, 2005), sobretudo resultado de identificações genéricas desadequadas e/ou determinação equívoca da área-tipo (*sensu* Cecca & Westermann, 2003) de vários géneros. Se alguns destes géneros são determinados como originários da Província de Alta Latitude apenas com base em dados do presente trabalho (e.g. *Radnoria, Ulugtella?*), outros apresentavam já os seus registos mais antigos neste biochorema (e.g. *Lichas, Phillipsinella*), mas o facto de serem classicamente entendidos como originários de outras regiões por maior representação bibliográfica e/ou proveniência das espécies-tipo, justificou a sua interpretação como taxa "migrantes" de baixas latitudes que expanderiam a sua distribuição geográfica para a região polar gondwânica durante o evento de aquecimento global Boda.

Esta "invasão inversa" (Fig. 11.18) não tem sido discutida para outros grupos, mas possivelmente terá, à semelhança da situação das trilobites, passado despercebida. Para os braquiópodes, há três géneros que apresentam distribuição semelhante. *Saukrodictya* tem o seu registo mais antigo no Berouniano inferior da Boémia, permanencendo na Província de Alta Latitude até ao final do Katiano. Durante o Katiano superior (ca. Ka4), coincidindo com o evento Boda, o género estende a sua distribuição para a Avalónia e Báltica. *Eostropheodonta* tem os seus registos mais antigos no Berouniano (ca. Katiano inferior) de Marrocos e Irão, tendo sido documentado no Katiano superior (ca. Ka3-Ka4) do Terreno Midland Valley (Irlanda), Avalónia e Báltica, tornando-se cosmopolita no Hirnantiano. Também *Portranella*, embora tenha o seu primeiro aparecimento no Berouniano superior da Província de Alta Latitude (ca. Ka2), sendo documentado noutras regiões (Avalónia e Terreno Midland Valley) apenas no Katiano superior (ca. Ka3-Ka4). Porém, poderá ser um "imigrante" da Fauna de *Nicolella*, uma vez que durante o Berouniano superior há já influências desta comunidade na Província de Alta Latitude.

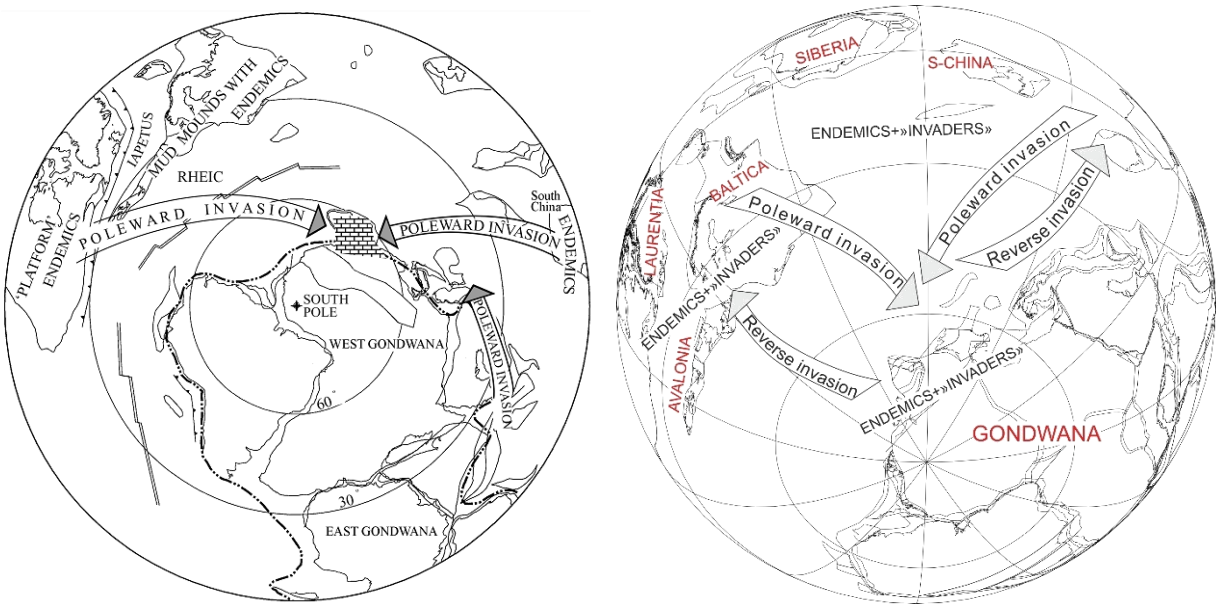


Figura 11.18. "Come here, go there: what really happened during the Boda Event"; reinterpretação (à direita) da fig. 1 (à esquerda) de Fortey & Cocks (2005), segundo os novos dados apresentados para a paleobiogeografia de trilobites do Katiano superior.

Os dados paleobiogeográficos das trilobites no Katiano superior demonstram que há, de facto, uma redução de endemismo a nível global (Whittington & Hughes, 1972; Adrain *et al.*, 2004), mas que esta está relacionada não apenas com a "invasão" de taxa de baixas latitudes, que originários de águas tropicais possuiam vantagem na ocupação das regiões do domínio peri-gondwânico em virtude da subida da temperatura global e do aparecimento de substratos carbonatados, mas também com a expansão de vários géneros até então endémicos da Província de Alta Latitude para outros domínios. Deste modo, é provável que não apenas o evento de aquecimento global em si, acarretando a elevação da temperatura global e alterando a biogeografia latitudinalmente, mas também mudanças na circulação oceânica, sejam os responsáveis pela redução do endemismo que ocorre globalmente durante o Katiano superior. A justificação do controlo latitudinal tem limitações uma vez que a Província de Alta Latitude, definida por um forte endemismo das suas comunidades de trilobites até ao final do Berouniano, inclui regiões (faixa Turquia-Irão) com latitudes tão ou mais baixas do que as extrapoladas para a margem sul da Avalónia e da Báltica na mesma idade (Fig. 11.17). Com a mudança da circulação oceânica e eventual oxigenação de domínios anteriormente limitados por uma possível condição de estratificação salina, é expectável que as permutas faunísticas ocorram em diferentes sentidos (Fig. 11.18). Por outro lado, as mudanças ambientais/paleogeográficas/oceânicas terão sido muito lentas à escala da vida dos organismos, pelo que do ponto de vista biológico, os processos de especiação permitiriam uma rápida capacidade de adaptação, retirando importância à vantagem que os taxa de domínios tropicais poderiam ter para ocupar as plataformas carbonatadas que se terão desenvolvido em altas latitudes. A título de exemplo, o género *Cekovia*, que viveu confinado às regiões de maior latitude da Província de Alta Latitude durante o Berouniano, sempre associado a substratos siliciclásticos, torna-se (representado por espécies distintas) num dos principais constituintes das associações de trilobites dos depósitos carbonatados desta mesma região durante o Kralodvoriano (Evento Boda). Estas diferenças notar-se-iam mais, possivelmente, ao nível de taxa de categorias superiores (e.g. família; no que diz respeito às

associações da Província de Alta Latitude, Dalmanitidae não só deixa de ser abundante como se torna um constituinte minoritário das associações, devido à dependência ecológica do tipo de substrato das trilobites deste taxón). Esta sugestão necessita, porém, de mais dados concordantes de outros grupos biológicos e de uma análise detalhada que sai do âmbito deste trabalho.

- **Hirnantiano**

As associações de trilobites do Hirnantiano de Portugal são raras e até ao momento foram apenas registadas *Mucronaspis* cf. *mucronata* e *Flexicalymene* sp. indet. Os dados existentes não permitem efetuar mais considerações, remetendo-se a leitura para Owen (1986), que efetuou uma análise detalhada da paleobiogeografia das trilobites no Hirnantiano, efetuando-se apenas alguns comentários e discutindo a associação macrofossilífera da Formação Ribeira do Braçal, estudada no âmbito deste trabalho.

A distribuição geográfica das trilobites no final do Ordovícico foi marcada por forte caráter cosmopolita relacionado com o arrefecimento global que anunciou o evento glacial. Esta glaciação tem sido apontada como uma das causas da grande extinção fini-ordovícica, a segunda maior extinção documentada no Fanerozoico. Os biochoremas anteriormente definidos deixam de ter expressão durante esta idade.

Como anteriormente mencionado, as associações de trilobites do Hirnantiano têm sido tipificadas como "Fauna de *Mucronaspis*" (Temple, 1965). A "Fauna de *Mucronaspis*" é caracterizada por associações pouco diversas, dominadas pelo género *Mucronaspis*, associado aos géneros *Brongniartella*, *Platycoryphe*, *Flexicalymene* e *Bojokoralaspis* (Lespérance, 1988). Estes géneros originaram em regiões de águas frias (domínio peri-gondwânico) e viveram confinados a latitudes mais elevadas até se tornarem cosmopolitas durante a glaciação fini-ordovícica. É expectável que, perante condições glaciais, as trilobites adaptadas a águas mais frias, típicas de latitudes mais elevadas (nomeadamente as da Província de Alta Latitude), tenham sido favorecidas, tornando-se cosmopolitas. Como mencionou Adrain *et al.* (2004: p. 236), durante o Hirnantiano "(…) many groups that had shown strong high latitude endemicity achieved wider, low-latitude distributions. For example, dalmanitids, chasmopine, pterygometopids, reedocalymenine calymenids, homalonotids, and cyclopygids, among others, became widespread just prior to the extinction". A Fauna de *Hirnantia-Mucronaspis*, que se tornou cosmopolita durante o Hirnantiano, deverá ter tido origem na Província de Alta Latitude.

A associação macrofossilífera do Hirnantiano de Portugal (Formação Ribeira do Braçal, Sinclinal de Buçaco). No que diz respeito à associação macrofossilífa do Hirnantiano de Portugal, proveniente da parte inferior da Formação Ribeira do Braçal (Penacova, Sinclinal de Buçaco) e estudada em conjunto com Jorge Colmenar (Natural History Museum of Denmark – University of Copenhagen), é constituída por braquiópodes, trilobites, equinodermes, machaerídeos e ostracodos (Fig. 11.19). Entre os braquiópodes, o mais abundante é uma espécie relacionada com *Mirorthis mira.* Também presentes estão *Plectothyrella* cf. *libyca, Paramalomena* cf. *polonica, Plectoglossa?* sp. e um pequeno discinóide indeterminado. As trilobites estão representadas por abundantes escleritos de *Mucronaspis* cf. *mucronata* e um

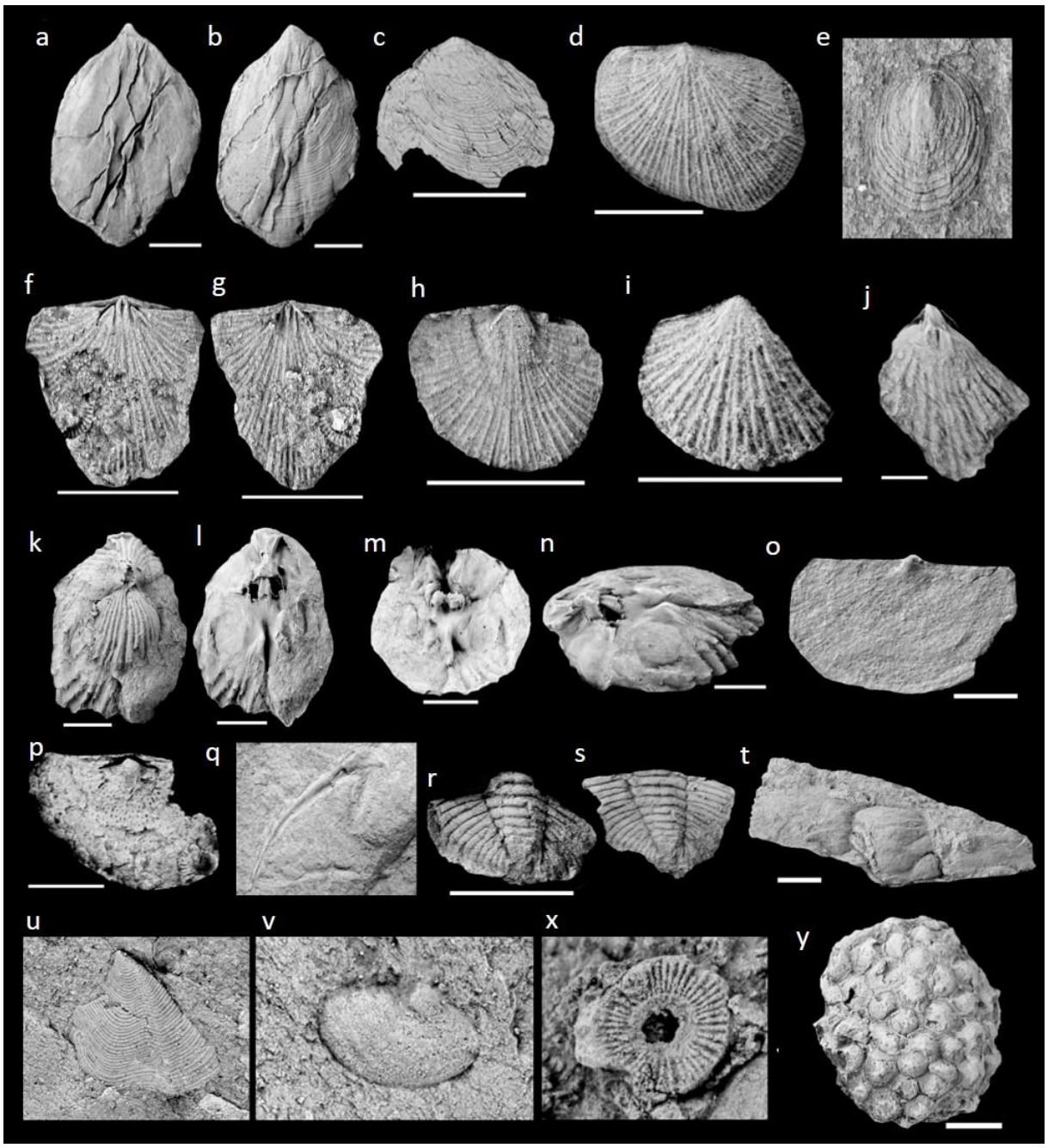


Figura 11.19. Associação macrofossilífera da Formação Ribeira do Braçal (Hirnantiano) do Sinclinal de Buçaco (Portugal). a-c, *Plectoglossa*? sp.; d, f-i, *Mirorthis* cf. *mira*; e, discinídeo indeterminado; j-n, *Plectothyrella* cf. *libyca*; o-p, *Paromalomena* cf. *polonica*; q-s, *Mucronaspis* cf. *mucronata*; t, *Flexicalymene* sp. indet.; u, *Plumulites* sp.; v, ostracodo indeterminado; x, *Pentagonocyclicus*; y, Echinosphaeritidae indet. Escala = 5 mm.

cranídio e pigídio de *Flexicalymene* sp. Os equinodermes são dominantes no horizonte basal da unidade, sendo as placas colunares tentativamente atribuídas ao morfogénero *Pentagonocyclicus*, as mais abundantes, seguidas de echinosphaeritídeos indeterminados.

Mirorthis mira, *Paramalomena polonica*, *Mucronaspis* cf. *mucronata* e *Flexicalymene* estão frequentemente presentes nas associações hirnantianas a nível mundial, mas a presença na associação de uma forma similar a *Plectothyrella libyca*, uma espécie previamente reportada apenas em Marrocos e na Líbia, é importante na medida em que reforça uma posição de alta latitude para Portugal, como parte integrante ou muito próximo da margem da Gondwana, durante no final do Ordovícico.

12. CONCLUSÕES

A abundância de fósseis de trilobites nos terrenos do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica (ZCI) portuguesa é conhecida há mais de 150 anos, desde os estudos pioneiros de Nery Delgado. Embora alvo de revisões pontuais, a imensa coleção existente, dispersa por vários museus portugueses e estrangeiros, carecia de estudo aprofundado e revisão.

Os novos dados paleontológicos revelaram várias associações fossilíferas anteriormente desconhecidas nos sinclinais de Buçaco, Fajão-Moradal, Amêndoa-Carvoeiro, Vila Velha de Ródão, Portalegre e Moncorvo, as quais permitiram corroborar ou reavaliar a atribuição cronostratigráfica de várias unidades. Foram identificadas 73 espécies de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa, 32 em nomenclatura aberta, pertencentes a sete ordens, 15 famílias e 39 géneros distintos. Esta diversidade é significativamente superior à estimada através da análise dos antecedentes (Capítulo 6), a qual tinha permitido contabilizar um total de apenas 53 espécies de trilobites anteriormente documentadas nas sequências do Ordovícico Superior da Zona Centro-Ibérica portuguesa.

A revisão das sequências estratigráficas do Ordovícico da Zona Centro-Ibérica (Capítulo 2) portuguesa, realizada como trabalho de base fundamental para o correto enquadramento estratigráfico dos fósseis das trilobites do Ordovícico Superior nacional, tema central desta dissertação, permitiu distinguir 12 regiões geológico-geográficas onde se reconhecem níveis atribuíveis a esta fatia estratigráfica: Sinclinal de Buçaco, Sinclinal de Fajão-Moradal, Sinclinal de Amêndoa-Carvoeiro, Sinclinal de Vila Velha de Rodão, Sinclinal de Penha Garcia, Sinclinal de Portalegre, Anticlinal de Valongo, Sinclinal de Arouca-Castro Daire, Sinclinal de Marofa, Faixa Covelas-Viana do Castelo, Estrutura Marão-Alvão e Trás-os-Montes. A análise detalhada da estratigrafia do Ordovícico Superior das sequências estudadas permitiu, quer com base em critérios litostratigráficos, quer biostratigráficos (fundametalmente com base em fósseis de trilobites e de braquiópodes) definir os limites desta Série na ZCI portuguesa, usualmente localizados em posições muito distintas por diferentes autores e raramente de forma adequada (secção 2.1). Os novos dados litostratigráficos e a análise dos antecedentes estratigráficos permitiram correlacionar as unidades litostratigráficas existentes, por vezes definidas localmente com fins operativos, carecendo de formalização. Neste contexto, propôs-se a designação de Formação Porto de Santa Anna para a informal "Formação Santa Luzia" do Sinclinal de Fajão-Moradal, Formação Louredo para os níveis anteriormente incluídos na Formação Cabeço do Peão dos sinclinais de Fajão-Moradal e de Vila Velha de Ródão e Formação Sobrido para o conjunto das formações informais "Rebentão" e "Louzadela", do Sinclinal de Arouca-Castro Daire. A Formação Carregueira é novamente promovida a este estatuto, após ter sido incluída como membro da "Formação Ribeira do Casalinho".

Foram reportados pela primeira vez fósseis no Ordovícico Superior do Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Formação Louredo), permitindo corroborar a representação de níveis do Berouniano médio, a qual tinha sido anteriormente efetuada apenas com base em critérios litostratigráficos. No Sinclinal de Portalegre, foram localizados os níveis fossilíferos reportados por Delgado (1908) que permitiram a correlação com o Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão e confirmar a representação do Ordovícico Superior nesta estrutura.

Para o Sinclinal de Buçaco, foi confirmada uma idade Berouniano superior para o Membro Leira Má. O estudo de novas secções da Formação Ferradosa, demonstrou que o nível de ferro oolítico que marca a base da Formação Porto de Santa Anna está também presente na base daquela formação. Também o estudo de associações macrofossilíferas (nomeadamente com trilobites e braquiópodes) do topo de ambas formações, permitiu correlacionar cronostratigraficamente a parte superior destas unidades. Desta forma, as formações Porto de Santa Anna e Ferradosa são consideradas equivalentes laterais em toda a sua extensão, existindo numerosas secções onde os níveis vulcânicos da Formação Porto de Santa Anna se intercalam com a parte inferior do Membro Poiares. Na parte superior da Formação Ferradosa, o estudo das associações macrofossilíferas do Membro Riba de Cima permitiu a atribuição ao Kralodvoriano superior, com numerosos taxa de trilobites e braquiópodes a serem documentados pela primeira vez em Portugal (Anexo VI, trabalho XV). Também o estudo das associações fossilíferas da Formação Ribeira do Braçal permitiu identificar pela primeira vez a Fauna de *Hirnantia* (Hirnantiano) em Portugal (Anexo VI, trabalho XVI).

A revisão da estratigrafia do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa (Objetivo 1) permitiu revelar as problemáticas atualmente existentes no que respeita ao conhecimento desta Série, resumindo quais as necessidades futuras da investigação neste tema. O facto de algumas das sequências do Ordovícico Superior só terem sido reconhecidas nos últimos 20 anos, sugere que estudos futuros nos sinclinais de Caldas de S. Jorge-Carvoeiro e de Castelo Branco poderão revelar a representação desta Série também nestas estruturas (ambas carentes de um estudo litostratigráfico detalhado). Fica também patente a necessidade da adoção imperiosa das escalas regionais cronostratigráficas oficiais para obter a maior resolução e precisão possíveis e evitar os erros cronostratigráficos frequentes e por vezes grosseiros, que dificultam não só a correlação de dados entre diferentes autores como também a interpretação de novos dados.

A revisão bibliográfica exaustiva dos antecedentes (Capítulo 2), a inventariação das coleções estratigráficas e paleontológicas do Museu Geológico do LNEG (Anexos I e II) e o trabalho de campo efetuado (Capítulo 5) permitiram localizar as jazidas clássicas dos Serviços Geológicos de Portugal, a maioria das quais de localização incerta anteriormente a este trabalho. A proveniência e posição estratigráfica da maioria do material que constitui as coleções de trilobites do Ordovícico Superior de Portugal foram documentadas e, quando pertinente, foram efetuadas recolhas adicionais. Foram também localizadas novas jazidas fossilíferas que permitiram documentar vários taxa pela primeira vez em Portugal (Objetivo 2). Este material foi incorporado nas coleções do Museu Geológico de Lisboa, completando o importante espólio do Ordovícico do Sinclinal de Buçaco desta instituição.

A inventariação das coleções clássicas de trilobites portuguesas do Museu Nacional de História Natural e da Ciência (Anexo III) permitiu identificar, organizar e documentar cerca de 600 espécimes que se encontravam dispersos em dezenas de gavetas desde o incêndio que o afetou em 1978, muitos desprovidos de qualquer informação relativa à sua proveniência. O conhecimento das jazidas portuguesas de trilobites, modo de preservação particular de cada uma delas e distribuição biostratigráfica de taxa permitiu restituir a estes materiais a sua utilidade científica e permitiu que possam futuramente ser incluídos em diversos estudos e/ou consultados como coleção atualizada e revista. Também a coleção Carlos Ribeiro do National

History Museum de Londres (Anexo IV), com um importante valor histórico (primeiras trilobites portuguesas documentadas), foi inventariada e revista pela primeira vez, encontrando-se agora com a informação litostratigráfica, cronostratigráfica e sistemática atualizada. Para o estudo sistemático, e para além do material recolhido durante o presente trabalho, foram estudadas 15 coleções pré-existentes, 11 de instituições de domínio público e quatro de colecionadores privados (Capítulo 7).

Para o estudo sistemático (Capítulo 8; Objetivos 3 e 7), foram analisados no total mais de 2000 espécimes de trilobites provenientes do Ordovícico Superior de Portugal, Espanha, França, República Checa, Sardenha e Marrocos.

Os 73 taxa de categoria específica identificados nas sequências do Ordovícico Superior de Portugal foram enquadrados taxonomicamente, tendo sido descritos e figurados espécimes representantes da sua totalidade (Capítulo 8 e secção Estampas). Foram definidos um género novo e 17 espécies novas: *Armoricania* n. gen., *Cekovia piresi* n. sp., *Ulugtella? guedesi* n. sp., *Phillipsinela lusitanica* n. sp., *Lichas loredensis* n. sp., *Lichas lusitanica* n. sp., *Primaspis romanoi* n. sp., *Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *D. manfroi* n. sp., *Eudolatites queixoperra* n. sp., *Kloucekia youngi* n. sp., *Actinopeltis? henrotayi* n. sp., *Areia bussacensis* n. sp., *Plaesiacomia robardeti* n. sp., *Radnoria guyi* Pereira, Silva, Pires & Sá (Anexo VI; publicação VII) e *Nobiliasaphus katianus* n. sp. Nove géneros foram pela primeira vez identificados em Portugal: ?*Ulugtella, ?Parillaenus, Amphoriops, "Bumastus", ?Whittingtonia, "Ceraurinus", Ovalocephalus, Mucronaspis* e *Flexicalymene*. Os trabalhos de prospeção efetuados durante este trabalho permitiram a recolha pela primeira vez de espécimes pertencentes a 13 novas ocorrências para Portugal: *Cekovia* sp., ?*Cekovia* cf. *perplexa, Parillaenus? creber, Parillaenus* cf. *creber, Amphoriops* cf. *inflatus,* "*Bumastus*" aff. *commodus, Whittingtonia? collectorum* n. sp., *Eodalmanitina berouniana* n. sp., *Mucronaspis* cf. *mucronata, Kloucekia* sp. B, *"Ceraurinus"* cf. *meridianus, Ovalocephalus tetrasulcatus* e *Flexicalymene* sp.

Três géneros foram pela primeira vez documentados no Ordovícico Superior da Iberoarmórica (anteriormente restritos ao Ordovícico Médio): *Eodalmanitina, Coplacoparia* e *Iberocoryphe*. Sinonimizaram-se as espécies *Cheirurus venceslasi* Thadeu, 1947 (*nomen oblitum*) e *Eccoptochile tumifrons* Hammann & Leone, 2007 (*nomen protectum*). A atribuição genérica de três espécies foi alterada: *Zetillaenus ibericus* para *Vysocania, Dreyfussina armoricana* para *?Phacopidina* e *"Ceraurinella" meridianus* para *"Ceraurinus".* Adicionalmente, reatribuíram-se genericamente várias espécies documentadas noutros países pertencentes a géneros presentes nos níveis estudados. A atribuição específica de dois taxa identificados por autores anteriores foi alterada: *Eudolatites flavus* para *Eudolatites* aff. *angelini* e *Prionocheilus* cf. *pulcher* para *Prionocheilus verneuili*. Quatro espécies novas amplamente documentadas na bibliografia, mas que aguardavam definição e/ou verificação da sua validade, foram definidas: *Dalmanitina* n. sp. aff. *acuta* como *Dalmanitina rabanoae* n. sp., *Areia bussacensis* n. sp., *Plaesiacomia* n. sp. aff. *rara* como *Plaesiacomia robardeti* n. sp. e *Nobiliasaphus* aff. *nobilis* como *Nobiliasaphus katianus*. Sete espécies potencialmente novas foram mantidas em nomenclatura aberta até se reunirem condições para a sua definição: "*Bumastus"* aff. *commodus, Lichas* sp., *Crozonaspis* aff. *dujardini, Eudolatites* aff. *angelini, Kloucekia* sp. B, *Actinopeltis* sp. A e *Iberocoryphe* cf. *bonissenti*.

A revisão de espécimes de trilobites do Ordovícico Superior da República Checa e de Marrocos permitiu a definição de duas novas espécies (*Vysocania moraveci* n. sp. e *Vysocania marocana* n. sp.) e a reatribuição genérica das espécies *Vysocania panderi*, *V. vaneki* e *V. oblita* (anteriormente atribuídas a *Stenopareia*) (Anexo VI). Foram também documentados pela primeira vez os géneros *Cekovia* em Marrocos (Anexo VI, trabalhos XVIII e XX) e *Iberocoryphe* na República Checa.

Todos os géneros identificados foram revistos, analisando as espécies anteriormente incluídas neles, discutindo a exclusão de algumas e/ou a inclusão de outras anteriormente atribuídas a géneros distintos. Várias diagnoses genéricas foram modificadas. As espécies identificadas foram enquadradas na linhagem evolutiva dos géneros e discutida a distribuição paleogeográfica e biostratigráfica destes. Para cinco géneros foram efetuadas revisões mais detalhadas: *Cekovia, Vysocania, Phillipsinella, Lichas* e *Deanaspis*. Para *Cekovia* e *Vysocania,* foi estudado material pertencente a todas as espécies conhecidas, incluindo o material-tipo de cada. *Vysocania oblita* e *V. marocana* n. sp. foram interpretadas como resultado de processos de pedomorfismo na linhagem do género (Anexo VI; Pereira *et al.*, submitted). Adicionalmente, o estudo da linhagem de *Vysocania* sugeriu que o traçado da margem interna da dobra pigidial, caracter usualmente tido como relevante para a sistemática de Illaenidae, varia ontogeneticamente, nem sempre expressando o importante valor taxonómico anteriormente considerado para esta família. Para os dalmanitídeos, foram discutidas as diferenças entre o trinómio genérico problemático *Ormathops, Zeliskella* e *Mytocephala*; *Thuringaspis* foi considerado um sinónimo-júnior de *Dalmanitina*. Para o género *Dalmanitina,* foi esclarecida a identidade específica de vários conjuntos de material provenientes de Portugal, Espanha, França, Sardenha e Irão. *Dalmanitina rabanoae* n. sp. foi interpretada como antecedente de *Dalmanitina manfroi* n. sp., documentando-se o apagamento do sulco de bordo lateral fixigenal, um caracter anteriormente considerado como diagnóstico do género. Para o género *Crozonaspis,* a interpretação de Henry (1980a) de dimorfismo sexual entre dois conjuntos de espécimes de *C. dujardini* provenientes do Maciço Armoricano é aqui rejeitada. As mesmas diferenças documentadas por este autor foram também verificadas em *Crozonaspis* aff. *dujardini,* mas permanecem dúvidas sobre o significado taxonómico das mesmas. No que diz respeito aos acastáceos basais, a validade do trinómio problemático *Phacopidina, Kloucekia* e *Dreyfussina* foi investigada, mantendo-se hipoteticamente a validade dos três géneros, mas optando-se por reatribuir algumas das espécies de *Dreyfussina* a *Phacopidina* e *Kloucekia*.

A nível da alta taxonomia, as novas espécies e a documentação pela primeira vez das estruturas ventrais de vários géneros (*Cekovia, Delgadoa* e *Primaspis*) permitiram efetuar várias reatribuições importantes. Foi reforçada a atribuição de *Cekovia* e *Delgadoa* a Illaenidae, rejeitando-se a proposta de alguns autores que anteriormente os incluíram em Styginidae (e.g. Jell & Adrain, 2002). A revisão do género *Lichas,* conduziu à rejeição da análise filogenética de Pollit *et al.* (2005) e das tribos Lichini e Dicranopeltini (Anexo VI, trabalho XII). A correção de vários caracteres na matriz destes autores, bem como a distribuição estratigráfica e paleogeográfica do género, sugerem que *Lichas* se enquadra na linhagem evolutiva de *Uralichas,* como anteriormente proposto por Tripp (1957). A nível dos odontopleurídeos, a atribuição subfamiliar problemática de *Primaspis* foi discutida, com a nova espécie *Primaspis romanoi* a permitir um enquadramento mais provável em

Odontopleurinae, não obstante a presença de dez e não nove segmentos torácicos (caracter usualmente fixo nas subfamílias de Odontopleuridae). O estado da arte de Acastacea s.l. e a problemática ausência de algumas das apomorfias desta superfamília nos acastiformes basais foram discutidas. No que diz respeito à subordem Cheirurina, o género *Actinopeltis* foi reatribuído a Cyrtometopinae, rejeitando-se as atribuições anteriores a Eccoptochilinae e Deiphoninae. Foram diferenciados dois morfogrupos para este género: grupo-*carolialexandri* e grupo-*completa*. Optou-se por manter a atribuição genérica das espécies incluídas em ambos grupos a *Actinopeltis* para evitar situações de parafilia, sendo necessária uma análise completa da subfamília Cyrtometopinae para compreender qual o valor taxonómico dos caracteres diferenciadores de ambos os grupos morfológicos. Para a subfamília Eccoptochilinae, foi rejeitada quer a parafilia deste táxon, quer a do género *Eccoptochile*, ambas interpretadas por Gapp *et al.* (2012). Também a inclusão de Areiinae em Eccoptochilinae por estes autores é aqui rejeitada, sendo mantida a validade e independência da primeira destas subfamílias. Por último, Panderiidae, anteriormente incluída na ordem Corynexochida, subordem Illaenina e, por alguns autores, considerada uma subfamília de Illaenidae, é aqui reatribuída à ordem Asaphida. Panderiidae é interpretada como um grupo-irmão de Nileidae e incluída com interrogação na superfamília Cyclopygoidea.

O estudo paleoecológico (Capítulo 9; Objetivo 5) permitiu distinguir oito Biofácies de trilobites: Biofácies *Dalmanitina*, Biofácies *Colpocoryphe*, Biofácies Trinucleidae-Dalmanitidae, Biofácies Cheiruridae-Illaenidae, Biofácies *Calymenella-Kloucekia*, Biofácies *Ovalocephalus*, Biofácies *Phillipsinella* e Biofácies *Mucronaspis*. Estas biofácies foram paralelizadas com associações e comunidades definidas por outros autores. O cruzamento das informações sedimentológicas, o conhecimento da autoecologia dos representantes dos géneros estudados e a comparação com outros modelos de biofácies permitiram estabelecer um esquema de distribuição paleoambiental das comunidades originais. Em termos paleoambientais, reconheceu-se a existência de uma plataforma essencialmente siliciclástica durante o Berouniano e Hirnantiano e uma plataforma mista a carbonatada durante o Kralodvoriano, tendo as biofácies diferenciadas sido enquadradas nestas e discutidas as condições ecológicas nas quais se estabeleceram as comunidades representadas pelas associações estudadas.

Para a peculiar associação macrofossilífera da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio de Sardoal (Sinclinal de Amêndoa-Mação), foi efetuado o estudo tafonómico, interpretando-se como um setor mais distal da bacia (Anexo VI, trabalho VI). Esta interpretação sugeriu que a presença/ausência de espinha occipital e o número/diâmetro das fóssulas do limbo cefálico de *Deanaspis* poderão espelhar adaptações ecológicas deste género. Estas adaptações requerem uma análise mais completa da distribuição das espécies de *Deanaspis*, podendo oferecer novas perspetivas sobre a utilidade deste género para análises paleoambientais. A análise das associações macrofossilíferas da Formação Ribeira da Laje demonstraram um paralelismo com as associações que caracterizam as litofácies areníticas do Berouniano superior do domínio peri-gondwânico de alta latitude. Estas são interpretadas como as últimas comunidades endémicas ordovícicas deste biochorema, caracterizadas por baixa diversidade e dominadas por braquiópodes draboviídeos, heterorthídeos e/ou platiorthídeos e pelas trilobites *Calymenella*, *Kloucekia* (inclui *Dreyfussina exophtalma* dos autores anteriores) e *Plaesiacomia* (Anexo VI; trabalhos III, V, XXIV). Por sua vez, o estudo

das associações do topo da Formação Porto de Santa Anna (Kralodvoriano) do Sinclinal de Buçaco, permitiram reconhecer pela primeira vez a Fauna de *Foliomena* em Portugal (Anexo VI; trabalho XXI). Foi efetuada uma análise de componentes principais e análise de *clusters*, incorporando outras associações da Fauna de *Foliomena* documentadas a nível mundial, que permitiu reconhecer diferentes grupos condicionados por requisitos ambientais semelhantes ou distribuições estratigráficas. Neste contexto, as associações portuguesas representam a ocorrência mais recente e de maior latitude da Fauna de *Foliomena* reconhecida até ao momento.

Relativamente à autoecologia de trilobites de taxa selecionados, foram documentados vários exemplos de preservação abrigada da espécie *Eoharpes macaoensis* em câmaras de habitação de cefalópodes ortocónicos (Anexo VI, trabalho VIII). Este fenómeno, anteriormente documentado por outros autores, é interpretado como representando um comportamento críptico destes organismos, os quais terão entrado intencionalmente nessas conchas. Foi proposto um novo termo para este comportamento – ocupismo –, comportamento esse que parece ser típico de membros da família Harpetidae, fazendo parte das estratégias de sobrevivência deste grupo de trilobites. Por fim, foram documentados vários exemplos de espécimes de trilobites do Ordovícico Superior português pertencentes a diferentes famílias, interpretados como exúvias deixadas após a ecdise. A configuração destas exúvias foi discutida e enquadrada no conhecimento prévio deste tema, discutindo-se quais as suturas funcionais e não funcionais em cada grupo, a sua variação com a ontogenia e sugerindo-se quais as sequências de muda que poderão ter levado às configurações finais documentadas.

No que diz respeito à biostratigrafia (Capítulo 10; Objetivo 4), as ocorrências de trilobites das diferentes áreas estudadas permitiram o estabelecimento de um esquema de horizontes (Fig. 10.2). Este cobre a maioria da sequência do Ordovícico Superior estudada, dividindo-se em cinco horizontes biostratigráficos que apenas não incluem o topo da sequência (topo Hirnantiano). Embora este esquema tenha sido desenvolvido para a Zona Centro-Ibérica Portuguesa, sendo o seu âmbito local/regional, vários limites são aplicáveis também às sequências ordovícicas da Iberoarmórica e, pontualmente, a outras regiões do domínio peri-gondwânico de alta latitude. Estes horizontes foram correlacionados com o esquema biozonal de trilobites da Iberoarmórica (Gutiérrez-Marco *et al.*, 2016).

A análise biostratigráfica permitiu atribuir o Membro Leira Má ao Berouniano superior (Anexo VI; trabalho, XIX), enquadrando o precoce aparecimento de representantes da Fauna de *Nicolella* nesta unidade na interpretação de Gutiérrez-Marco *et al.* (2016) segundo a qual a chegada desta comunidade ao domínio peri-gondwânico terá sido diacrónica, dependente de condições ecológicas. O estudo da associação macrofossilífera do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa (Kralodvoriano) do Sinclinal de Buçaco, permitiu restringir o enquadramento cronostratigráfico desta unidade assim como servir como base para a subdivisão do andar regional Kralodvoriano (Anexo VI, Colmenar *et al.*, accepted).

Os dados biostratigráficos das trilobites permitiram atualizar a escala biozonal de trilobites do domínio iberoarmoricano, sugerindo-se que a Biozona de *Cekovia perplexa* seja substituída pela biozona de associação *Cekovia perplexa-Parillaenus? creber*. No que diz respeito às sub-biozonas kralodvorianas propostas por Gutiérrez-Marco *et al.* (2016), sugere-se a extinção da Sub-Biozona *"Stenopareia"* cf. *oblita* e a substituição da Sub-Biozona

Holdenia insculpta por uma biozona de conjunto *Holdenia insculpta-Phillipsinella lusitanica*. Adicionalmente, sugeriu-se a biozona de intervalo *Eudolatites-Dalmanitina*, restrita ao Berouniano e útil para definir o início e final do Berouniano na Província de Alta Latitude.

Por último, o estudo das associações de trilobites do Ordovícico Superior da ZCI portuguesa permitiu acrescentar vários dados novos sobre a paleobiogeografia do grupo (Capítulo 11; Objectivo 6). O registo de uma elevada diversidade (24 espécies) durante o Berouniano, contraria as interpretações anteriores de que o Berouniano iberoarmoricano estaria caracterizado por "Faunas pobres", resultado da sua localização subpolar. Por outro lado, todos os géneros registados nesta idade foram considerados endémicos da, como aqui nomeada, Província de Alta Latitude, tendo sido demonstrada uma origem peri-gondwânica para taxa anteriormente considerados originários de outras regiões (*Lichas, Primaspis, Radnoria* e *Armoricania* n. gen.). Contrariamente ao grupo dos braquiópodes, com a presença de "imigrantes" típicos da Fauna de *Nicolella* no Berouniano superior peri-gondwânico, as associações de trilobites mantêm uma assinatura típica endémica até ao final do Berouniano. Após este trabalho, as associações de trilobites do Berouniano são agora as mais diversas conhecidas (44 géneros) da Província de Alta Latitude, uma biodiversidade semelhante à das associações da mesma idade da República Checa, país com uma tradição de mais de 150 anos contínuos de estudos deste grupo. Para o Kralodvoriano, documentaram-se intercâmbios faunísticos em sentido inverso ao usualmente registado durante o Evento Boda, os quais terão passado despercebidos nos trabalhos anteriores (e.g. Hammann, 1992; Fortey & Cocks, 2005), sobretudo resultado de identificações genéricas desadequadas e/ou determinação equívoca da área-tipo de vários géneros. Deste modo, sugere-se que a redução de endemismo a nível global que marca o Katiano superior estará relacionada não apenas com a "invasão" de taxa de baixas latitudes, mas também com a expansão de vários géneros até então endémicos da Província de Alta Latitude para outros domínios, alguns dos quais se tornaram posteriormente cosmopolitas e comuns nas associações pouco diversas e oportunistas que caracterizam os depósitos do Hirnantiano.

O trabalho desenvolvido abriu novas perspetivas paleontológicas, estratigráficas e geodinâmicas. Do ponto de vista das trilobites estudadas, o seu conhecimento é agora adequado a servir de base a estudos futuros (e.g. heterocronias de crescimento, morfologia funcional) e muitas questões foram deixadas em aberto, por requererem uma dedicação exclusiva e muito específica que saía do âmbito deste doutoramento. Algumas destas linhas de investigação estão neste momento a ser continuadas, envolvendo quer outros investigadores do grupo, quer investigadores de outros grupos e de temas extra-paleontológicos essenciais no seu conjunto para melhorar o conhecimento geodinâmico da ZCI. A inventariação de coleções clássicas, cujo conteúdo e informações geográficas e estratigráficas era inexistente, permitiu restituir a esses materiais valor científico e colocá-los ao dispor da comunidade científica para estudos futuros. Os resultados obtidos para as trilobites, face ao conhecimento prévio, denota o muito que está ainda por fazer e que aguarda quem dele se ocupe há mais de cem anos (bem, na verdade há mais de 400 milhões de anos). E isto verificou-se para um dos grupos presente nestas sequências que mais atenção atraiu ao longo das últimas décadas, demonstrando o potencial do estudo dos muitos grupos dos quais ninguém se ocupou desde as extensas recolhas e listagens clássicas. Resultado deste trabalho,

foram criadas infraestruturas (biblioteca, material de branqueamento e fotografia) que podem (e devem) ser futuramente aproveitadas.

A importante informação contida nos trabalhos anteriores foi minuciosamente analisada, permitindo recuperar dados desde então ocultos e atualizar o conhecimento resultante das décadas de dedicação de Nery Delgado ao Paleozoico português. Foram localizados e esquematizados cortes estratigráficos clássicos e muitas jazidas cujo posicionamento geográfico era desconhecido e das quais existe abundante material pertencente a muitos grupos biológicos que aguarda estudo. O controlo estratigráfico agora existente destes materiais, abre portas para que futuramente estes grupos possam ser estudados do ponto de vista sistemático, com a vantagem de existir já o controlo geográfico e estratigráfico prévio necessário para avançar para questões mais específicas (e genéricas, familiares, etc). Muitas entrelinhas ficaram certamente por encontrar e é importante recordar que este trabalho se dedicou apenas a uma pequena porção (Ordovícico Superior) das sequências paleozoicas da ZCI portuguesa. O espólio inventariado nos diferentes museus demonstrou o potencial de se efetuarem estudos semelhantes para sequências de outras idades. Foram descobertas muitas jazidas fossilíferas novas que não puderam ser incluídas neste estudo pela ausência de fósseis de trilobites. Nestas estão representados sobretudo braquiópodes e equinodermes e o seu estudo está em curso.

Por fim, e como escreveu Nery Delgado, “Il y a certainement beaucoup à corriger dans mes déterminations (…)”.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDULAEV, R.N. 1972. Trilobites of the Upper Ordovician of Bukantan, 103-126. *In* MASIMOV, A.S. & ABDULAEV, R.N. (eds) *New data on the fauna of the Paleozoic and Mesozoic of Uzbekistan*. Akademija nauk Uzbekskoj SSR instituta geologii I geofiziki; Taskent (Izdatel'stvo 'FAN'). [Em Russo].

ABDULAEV, R.N. & CHALECKAJA, O.N. 1970. Stratigrafija i fauna paleozoja Uzbekistana, I. Nižnij paleozoj čatkalskogo chrebta. Trilobity i graptolity ordovika psemskogo chrebta, 1-104. Taskent (Izdatel'stvo 'FAN' Uzbekskoj SSR). [Em Russo].

ADDISON. R. 1974. *The biostratigraphy of the Llandeilo facies of south Wales*. PhD thesis, Queen's University, Belfast.

ADRAIN, J.M. 1998. Systematics of the Acanthoparyphinae (Trilobita), with species from the Silurian of Artic Canada. *Journal of Paleontoogy*, 72(4), 698-718.

ADRAIN, J.M. 2005. Aulacopleurid trilobites from the Upper Ordovician of Virginia. *Journal of Paleontology*, 79, 542–563.

ADRAIN, J.M. 2011. Class Trilobita Walch, 1771, 104–109. *In* ZHANG Z.-Q. (eds) *Animal biodiversity: an outline of higher level classification and survey of taxonomic richness*. Zootaxa, 3148.

ADRAIN, J.M. 2013. A synopsis of Ordovician trilobite distribution and diversity, 297–336. *In* HARPER, D.A.T. & SERVAIS, T. (eds) *Early Palaeozoic palaeobiogeography and palaeogeography*. Geological Society of London, Memoir 38.

ADRAIN, J.M. & CHATTERTON, B.D.E 1993. A nem rorringtoniid trilobite from the Ludlow of Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30, 1634-1643.

ADRAIN, J.M., CHATTERTON, B.D.E. & BLODGETT, R.B. 1995. Silurian trilobites from Southwestern Alaska. *Journal of Paleontology*, 69(4), 723-736.

ADRAIN, J.M., CHATTERTON, B.D.E. & KLOC, G.J. 2008. Systematics of the Koneprusiine trilobites, with new taxa from Silurian and Devonian of Laurentia. *Journal of Paleontology*, 82(4), 657-675.

ADRAIN, J.M., EDGECOMBE, G.D., FORTEY, R.A., HAMMER, Ø., LAURIE, J.R., MCCORMICK, T., OWEN, A.W., WAISFELD, B.G., WEBBY, B.D., WESTROP, S.R. & ZHOU, Z.Y. 2004. Trilobites, 231-254. *In* WEBBY, B. D., DROSER, M. L. & PARIS, F. (eds) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York.

ADRAIN, J. M., FORTEY, R. A. & WESTROP, S. R. 1998. Post-Cambrian trilobite diversity and evolutionary faunas. *Science*, *280*, 1922–1925.

ADRAIN, J.M. & RAMSKÖLD, L. 1997. Silurian Odontopleurinae (Trilobita) from the Cape Phillips Formation, Arctic Canada. *Journal of Paleontology*, 71(2), 237-261.

ADRAIN, J.M. & TETREAULT, D.K. 2005. The brachymetopid trilobite *Radnoria* in the Silurian (Wenlock) of New York State and Arctic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 42(12), 2087-2096.

ADRAIN, J.M. & WESTROP, S.R. 2006. New earliest Ordovician trilobite genus *Millardicurus*: the oldest known hystricurid. *Journal of Paleontology*, 80(4), 650-671.

AERDEN, D.G.A.M., 2004. Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts: Implications for the Ibero-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, 26, 177–196.

AIRES-BARROS, L. 1997. *In Memoriam*, Décio Thadeu (1919—1995). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83, 173-180.

AKANDE, S. O. & MÜCKE, A. 1993. Depositional Environment and Diagenesis of Carbonates at Mamu/Nkporo Formations, Anambra Basin, Southern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 17, 445-456.

ALFARO, M.B., URIZ, N.J., CINGOLANI, C.A., TORTELLO, F., BIDONE, A.R., & GALEANO INCHAUSTI, J.C. 2012. Graptolites and trilobites from the Eusebio Ayala Formation (Hirnantian?-early Llandovery), Paraná Basin, eastern Paraguay. *Geological Journal*, 48(2-3), 236-247.

ALGEO, T. J. & SESLAVINSKY, K. B. 1995. The Paleozoic world: continental flooding, hypsometry, and sea level. *American Journal of Science*, 295, 787–822.

ALLISON, P.A. 1986. Soft-bodied animals in the fossil record: the role of decay in fragmentation during transport. *Geology*, 14, 979-981.

ALMELEA, A., ALVARADO, M., COMA, J., FELGUEROSO, C. & QUINTERO, J. 1962. Estudio geológico de la región de Almadén. *Boletin del Instituto geológico y minero de España*, 73, 193-327, Madrid.

ALONSO GAVILÁN, G., SEQUEIRA, A.J.D., RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. & MEDINA, J. 2000. Sedimentación en plataforma somera durante el Neoproterozóico. Formación Boque – Serpins (Grupo das Beiras), en Trevim (Serra da Lousã, Portugal Central). *Geogaceta*, 29, 11-14.

ÁLVARO, J.J., EZZOUHAIRI, H., CLAUSEN, S., RIBEIRO, M.L., & SOLÁ, R. 2015. Syn-rift unconformities punctuating the lower–middle Cambrian transition in the Atlas Rift, Morocco. *International Journal of Earth Sciences*, 104(3), 753-773.

ÁLVARO, J.J., VENNIN, E., VILLAS, E., DESTOMBES, J., & VIZCAÏNO, D. 2007. Pre-Hirnantian (latest Ordovician) benthic community assemblages: controls and replacements in a siliciclastic-dominated platform of the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245(1), 20-36.

AMATI, L., & WESTROP, S.R. 2006. Sedimentary facies and trilobite biofacies along an Ordovician shelf to basin gradient, Viola Group, south-central Oklahoma. *Palaios*, 21(6), 516-529.

ANGELIN, N. P. 1854. Palaeontologia Scandinavica. *Pars I, Fascicle II*: *Crustacea formationis transitionis*, 21–92. Lund (Leipzig, T.O. Weigel).

APOLLONOV, M.K. 1974. *Ashgillskie trilobity Kazachstana*, 136pp.; Izdatel'so 'Nauka' Kazakhskoy SSR; Alma-Ata. [Em Russo].

APOLLONOV, M.K., BANDALETOV, S.M. & NIKITIN, J.F. 1980. *The Ordovician-Silurian boundary in Kazakhstan*. 300pp. Alma-Ata. [Em Russo].

ARAMBURU, C., TRUYOLS, J., ARBIZU, M., MÉNDEZ-BEDIA, I. ZAMARREÑO, I. GARCÍA-RAMOS, J. C., SUÁREZ DE CENTI, C. & VALENZUELA, M. 1992. El Paleozoico Inferior de la Zona Cantábrica, 397-422. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J. C.; SAAVEDRA, J. & RÁBANO (eds.), *Palaeozoico inferior de Ibero-América.*

ARNAUD, A. & PILLET, J. 1971. Sur l'existence de caradocien à trilobites dans le synclinal de Saint-Julien-de-Vouvantes-Angers (sud-est du Massif armoricain). *Mémoires du Bureau de recherches géologiques et minières*, 73, 151-161.

AZOR, A., GONZALEZ LODEIRO, F., HACAR RODRIGUEZ, M., MARTIN PARRA, L.M., MARTINEZ CATALAN, J.R. & PEREZ ESTAUN, A. 1992. Estratigrafia y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo, 469-483. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SAAVEDRA, J. & RÁBANO, I. (Eds.). *Paleozoico Inferior de Ibero – América*, Univ. Extremadura.

AZOR, A., GONZALEZ LODEIRO, F., SIMANCAS, J.F. 1994. Tectonic evolution of the boundary between the Central Iberian and Ossa-Morena zones (Variscan Beltm southwest Spain). *Tectonics*, 13, 45-61

BABCOCK, L.E. 2003. Trilobites in Paleozoic predator–prey systems, and their role in reorganization of Early Paleozoic ecosystems. *In:* Kelley PH, Kowalewski M, Hansen TA (Eds.), *Predator–Prey Interactions in the Fossil Record*. Kluwer Academics/Plenum Publishers, New York, 55-92 pp.

BALASHOVA, E. A. 1966. Trilobites from the Ordovician and Silurian beds of Pamir. *Trudy Upravlenia Geologii. Sovieta Ministrov Tadzhiskoi*, *2*, 191-262.

BALASHOVA, E.A. 1971. Trilobites of the new subfamily Pseudobasilicinae. *Voprosii Paleontologii, 6,* 52-60.

BALASHOVA, Y.A. 1976. Systematics of asaphine trilobites and their representatives in the USSR. *Nedra, Leningrad.* [Em Russo].

BALDIS, B.A. & BLASCO, G. 1975. Primeros trilobites ashgillianos del Ordovícico sudamericano. *Primer Congreso de Paleontología y Biostratigrafía, Actas 1*, 33-48.

BALDIS, B.A., & HANSEN, H. 1980. Trilobites dalmanitidos de Paraguay oriental. *In* Segundo Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. *Primer Congreso Latinoamericano de Paleontología, Actas 1*, 49-67.

BANCROFT, B.B. 1929. Some new species of *Cryptolithus* (sl) from the Upper Ordovician. *Memoirs and Proceedings of the Manchester Literary and Philosophical Society*, 73, 67-98.

BANCROFT, B.B. 1933. *Correlation tables of the stages Costonian-Onnian in England and Wales*. 4pp. Blakeney, Gloucestershire. [Privately Printed].

BANCROFT, B.B. 1949. Upper Ordovician trilobites of zonal value in south-east Shropshire. *Proceedings of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 291-315.

BARD, J. P., CAPDEVILA, R. & MATTE, P. H. 1971. La structure de la Chaîne Hercynienne de la Meseta Ibérique: comparaison avec les segments voisins. *Publications de Institute Français du Pétrole*, 22, 1-68.

BARRANDE, J. 1846. *Notice préliminaire sur le système Silurien et les Trilobites de Bohême*. 96pp. CL Hirschfeld, Leipzig.

BARRANDE, J. 1848. Über die Brachiopoden der silurischen Schisten von Böhmen. *Naturwissenschaftliche Abhandlungen*, 2, 155–256.

BARRANDE, J. 1852. Système Silurien du Centre de la Bohême. *I. Recherches Paléontologiques, vol. 1 (Crustacés Trilobites)*, 935pp. Praha, Paris.

BARRANDE, J. 1872. Système silurien du Centre de la Bohême. *I. Recherches paléontologiques. Supplement au 1. (Trilobites, Crustacés divers et Poissons)*, 648pp. Praha, Paris.

BARRANDE, J. 1879. *Systême silurien du Centre de la Bohême. Primière Partie: Recherches Paléontologiques, Volume 5, Classe des Mollusques, Ordre des Brachiopodes.* Published by author, Prague, 226 pp.

BARTON, D.C. 1913. A new genus of the Cheirurinae, with descriptions of some new species. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 54, 547-556.

BASSET, M.G. 2009. Early Paleozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonic and Biogeography. *Special Publication of the Geological Society of London*, 325, 288 pp.

BECKLY, A. J. 1989. A new Arenig trilobite fauna from the Bangor area, North Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 45, 1-20.

BECQ-GIRAUDON, J.F. & LARDEUX, H. 2005. Révision des Calymenella (Trilobita) de la Formation des Grès de la Forêt d'Ancenis (Ordovicien supérieur, Sud-Est du Massif armoricain, France). *Bulletin de la Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France*, 27(4), 157-168.

BECQ-GIRAUDON, J.F. & MASSA, D. 1997. *Dreyfussina libyca* nov. sp. (Trilobita, Phacopacea) de la formation Melez-Chograne, Caradoc supérieur de Libye. *Geobios*, 30 (1), 49–54.

BENGTSON, P. 1988. Open nomenclature. *Palaeontology*, 31(1), 223-227.

BERGERON, J. 1890. Sur une forme nouvelle de trilobite de la famille des Calymenidae (genre *Calymenella*). *Bulletin de la Societé géologique de France*, 18(3), 365-371.

BERGERON, J. 1894. Notes paléontologiques: II. Crustacés: Description de quelques trilobites de l'Ordovicien d'Ecalgrain (Manche). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 21, 333-346.

BERGSTRÖM, J. 1973a. Organization, life, and systematics of trilobites. *Fossils and Strata*, 2, 1-69.

BERGSTRÖM, J. 1973b. Palaeoecologic aspects of an Ordovician *Tretaspis* fauna. *Acta geologica polonica*, 23(2), 179-206.

BERGSTRÖM, S.M., CHEN, X., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & DRONOV, A.V. 2009. The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and δ13C chemostratigraphy. *Lethaia*, 42, 97-107.

BERGSTRÖM, S. M. & MASSA, D. 1992. Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Lybia, 1323-1342. *In* SALEM, M. J., HAMMUDA, O. S. & ELIAGOUBI, B. A. (eds.), *The Geology of Lybia*, Elsevier.

BERNÁRDEZ, E., COLMENAR, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., RÁBANO, I., ZAMORA, S. 2015. New peri-Gondwanan records of the Hirnantia Fauna in the latest Ordovician of Spain. *Gondwana 15, North meets South : Abstracts book*, 15.

BEYRICH, E. 1845. *Über einige böhmische Trilobiten*, 47 pp. Berlin.

BEYRICH, E. 1846. *Untersuchungen über Trilobiten. Zweite Stück als Fortsetzung zu der Abhandlung: Ueber einiger böhmische Trilbobiten.* 37pp. Berlin.

BÉZIER, T., 1907. *Nileus beaumonti* (Rouault 1847). *Palaeontologia Universalis*, 3, 119a-119.

BIGOT, A. 1888. Observations géologiques sur les îles Anglo-Normandes. *Bulletin de la Sociéte Géologique de France*, 16(3), 412-419.

BIGOT, A. 1891. Sur la position de la couche à Leptaena en Normandie et particulièrement à May-sur-Orne. *Bulletin du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Caen*, 185-193.

BIGOT, A. 1892. Contribuitions à l'étude de la faune jurassic de Normandie: Mémoire sur les Trigonies, *Mémoires de la Société Linnéenne de Normandie*, 17(2).

BOTQUELEN, A. & MÉLOU, M. 2007. Caradoc brachiopods from the Armorican Massif (Northwestern France). *Journal of Paleontology*, 81, 1080–1090.

BOUCOT, A.J. 1975. Evolution and Extinction Rate Controls. 427 pp. Elsevier, New York.

BOUCOT, A. J., JIA-YU, R., XU, C. & SCOTESE, C. R. 2003. Pre-Hirnantian Ashgill climatically warm event in the Mediterranean region. *Lethaia*, 36(2), 119-132.

BOWDLER-HICKS, A. 2002. *The taxonomy, phylogeny and biogeography of the Marrolithinae (Trinucleidae, Trilobita)*, 271pp. PhD thesis, University of Glasgow, Glasgow, Scotland.

BRANDT, D.S. 1989. Taphonomic grades as a classification for fossiliferous assemblages and implications for paleoecology. *Palaios* 4, 303-309.

BRANDT, D.S. 1993. Ecdysis in *Flexicalymene meeki* (Trilobita). *Journal of Paleontology*, 67 (6), 999-1005.

BRENCHLEY, P. J., MARSHALL, J. D., ROBERTSON, D. B. R. CARDEN, G. A. F., LONG, D. G. F., MEIDLA, T., HINTS, L. & ANDERSON, T. F. 1994. Bathymetric and isotopic evidence for a short-lived late Ordovician glaciation in a greenhouse period. *Geology*, 22, 295-298.

BRENCHLEY, P. J., ROMANO, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 1986. Proximal and distal hummocky cross stratified fácies on a wide Ordovician shelf in Iberia, 241-255. *In* KNIGHT, R. J. & MCLEAN, J. R. (eds.), *Shelf sands and sandstones, Canadian Society of Petroleum Geologists memoires*, 2.

BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M., YOUNG, T.P. & ŠTORCH, P. 1991. Hirnantian glaciomarine diamictites – evidence for the spread of glaciation and its effect on Upper Ordovician faunas. In: C.R. Barnes, S.H. Williams (Eds.). Advances in Ordovician Geology. *Geological Survey of Canada*, Paper 90-9, 325-336.

BRETT, C.E. 1977. Entombment of a trilobite within a closed brachiopod shell. *Journal of Paleontology*, 51, 1041– 1045.

BRIGGS, D.E.G. 2000. Systematics – the Sine Qua Non of Paleontology, 183-190. *In* LANE, R. H.; STEININGER, F. F.; KAESLER, R. L.; ZIEGLER, W. & LIPPS, J. (eds.), *Fossils and the Future: Paleontology in the 21st Century*, Senckenberg. Naturforsch. Ges., Frankfurt/Main,

BRONGNIART, A. 1822. Les Trilobites, 1-65. *In* Brongniart, A. & Desmarest, A.G., *Histoire naturelle des crustacés fossiles, sous les rapports zoölogiques e géologiques*, 154pp. Paris & Strasbourg.

BRUTHANSOVÁ, J. 2002. The trilobite Family Illaenidae Hawle et Corda, 1847 from the Ordovician of the Prague Basin (Czech Republic). *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 93(02), 167-190.

BRUTHANSOVÁ, J. 2003. Exuviation of selected bohemian Ordovician trilobites. Special Papers in Paleontology, 70, 293–308.

BRUTON, D.L. 1965. *The trilobite family Odontopleuridae*, 352pp. PhD thesis, University of Leicester, Leicester, United Kingdom.

BRUTON, D.L. 1966. A new odontopleurid trilobite genus from the Devonian of Bohemia. *Palaeontology*, 9(2), 330-345.

BRUTON, D.L. 1968. The trilobite genus *Panderia* from the Ordovician of Scandinavia and the Baltic areas. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 48(1-2), 1-53.

BRUTON, D.L. 1976. The trilobite genus *Phillipsinella* from the Ordovician of Scandinavia and Great Britain. *Palaeontology*, 19, 699-714.

BRUTON, D.L. 2008. A systematic revision of Selenopeltis (Trilobita: *Odontopleuridae*) with description of new material from the Ordovician Anti Atlas region, Morocco. *Paläontologische Zeitschrift*, 82(1), 1-16.

BRUTON, D.L. & HENRY, J.L. 1978. *Selenopeltis* (Trilobita) from Brittany and its distribution in the Ordovician. *Geobios*, 11(6), 893-907.

BRUTON, D.L. & OWEN, A.W. 1988. The Norwegian Upper Ordovician illaenid trilobites. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 68, 241-258.

BRÖGGER, W. C. 1882. *Die silurischen Etagen 2 und 3 im Kristiania-gebiet und auf Eker*. Universitäts-Programm 32. semester 1882, 376pp. Kristiania.

BUDIL, P. & BRUTHANSOVÁ, J. 2005. Moulting in Ordovician dalmanitoid and acastoid trilobites of the Prague Basin. Preliminary observation. *Geologica Acta*, 3(4), 373.

BUDIL, P. & BRUTHANSOVÁ, J., 2003. Moulting in Ordovician dalmanitoid and acastoid trilobites of the Prague Basin. Preliminary observation. *Geologica Acta*, 3(4), 373-383.

BUDIL, P. 1996. Representatives of genera *Mucronaspis* and *Sonxites* (Trilobita) from the Bohemian Upper Ordovician. *Journal of the Czech Geological Society*, 41 (1-2): 63-78.

BUDIL, P. 1999. Some comments on the genus *Ormathops* Delo from the Bohemian Ordovician. *Acta-Universitatis Carolinae Geologica*, (1/2), 373-376.

BUDIL, P., FATKA, O., KOLÁŘ, P. & David, M. 2011. *Arthrorhachis* Hawle & Corda, 1847 (Agnostida) in the Prague Basin (Barrandian area, Czech Republic) revisited. *Bulletin of Geosciences*, 85(4), 707-724.

BUDIL, P., FATKA, O., MERGL, M. & DAVID, M. 2011. Trilobite biostratigraphy of the Králův Dvůr Formation (upper Katian, Prague Basin, Czech Republic): global faunal changes or facies-related distribution? *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 18 (1), 4-10.

BUDIL, P., HÖRBINGER, F. & MENCL, R. 2008. Lower Devonian dalmanitid trilobites of the Prague Basin (Czech Republic). *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 99(02), 61-100.

BULLARD, E., EVERETT, J.E., & SMITH, G.A. 1965. The fit of the continents around the Atlantic, 41-51. *In* BLACKETT, P.M.S.; BULLARD E. & RUNCORN, S.K. (eds.), *A symposium on continental drift, Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 258.

BULMAN, O. M. B. 1958. The sequence of graptolite faunas. *Palaeontology*, 1, 159-173.

BUREAU, L. 1889. Note sur deux nouveaux *Dalmanites* des schistes ardoisiers d'Angers. *Bulletin de la Sociétè de Études scientifiques de Angers,* 18, 183-191.

BURMEISTER, H. 1843. *Die Organisation der Trilobiten aus ihren Iebenden Verwandten entwickelt; nebst einer systematische übersicht aller zeither beschriebenen Arten*, 147 pp. Berlin.

BUSCH, R.M. & SWARTZ, F.M. 1985. Molting and description of a new homalonotid trilobite from Pennsylvania. *Journal of Paleontology,* 59(5), 1062-1074.

CARLS, P. 1983. La Zona Asturoccidental-Leonesa en Aragón y el Macizo del Ebro como prolongación del Macizo Cantábrico. *Libro Jubilar J. M Ríos. I.G.M.E*, 3, 11-32.

CARLUCCI, J.R. & WESTROP, S.R. 2012. Trilobite biofacies along an Ordovician (Sandbian) carbonate buildup to basin gradient, southwestern Virginia. *Palaios*, 27(1), 19-34.

CARLUCCI, J.R., WESTROP, S.R., AMATI, L., ADRAIN, J. M. & SWISHER, R. E. 2012. A systematic revision of the Upper Ordovician trilobite genus *Bumastoides* (Illaenidae), with new species from Oklahoma, Virginia and Missouri. *Journal of Systematic Palaeontology*, 10(4), 679-723.

CARNEIRO, A. 2001. The Travels of Nery Delgado (1835-1908) in the Context of the Portuguese Geological Survey. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88, 277-292.

CARNEIRO, A. 2005. Outside Government Science, "Not a Single Tiny Bone to Cheer Us Up!" The Geological Survey of Portugal (1857-1908), the Involvement of Common Men, and the Reaction of Civil Society to Geological Research. *Annals of Science*, 62, 141-204.

CARNEIRO, A., MOTA, T.S. & LEITÃO, V. 2014. *O Chão que Pisamos. A geologia ao Serviço do Estado (1848-1974).* Colibri, Lisboa, 251 pp.

CAROFF, M., VIDAL, M., BENARD, A. & DARBOUX, J. R. 2009. A late-Ordovician phreatomagmatic complex in marine soft-substrate environment: The Crozon volcanic system, Armorican Massif (France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research,* 184, 351-366.

CARRÉ, D., HENRY, J.L., POUPON, G. & TAMAIN, G. 1970. Les quartzites Botella et leur faune trilobitique; le probleme de la limite Llandeilien-Caradocien en Sierra Morena. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 774-785.

CARVALHO, C.N., RODRIGUES, J.C. & BAUCON, A. 2014. "Fossil Art": the importance and value of the palaeobiodiversity in the Naturtejo Global Geopark, under UNESCO (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101, 91-99.

CARVALHO, C.N. de, RODRIGUES, J. & METODIEV, D. 2009. Inventário do Património geológico do Concelho de Vila Velha de Ródão: Contributo para a caracterização do Geopark Naturtejo da Meseta Meridional. *Açafa*, 2, 1-53.

CARVALHO, J.P.R. DE 1848. *Consideraçôes geraes sobre a constituição geologica do Alto Douro (demarcado conforme a carta topográfica do Sr. José James Forrester)*. Porto, Typographia Commercial, 55.

CARVALHO, N., CUNHA, P., MARTINS, A.A. & TAVARES, A. 2006. Caracterização geológica e geomorfológica de Vila Velha de Ródão (Contribuição para o ordenamento e sustentabilidade municipal). *Açafa*, 7, 25-36.

CASAS RUIZ, J. & SANTOS GARCÍA, J.A. 1982. *Memória explicativa de la Hoja no. 726 (Pino de Valencia) del Mapa Geológico de España E. 15.000 (segunda série).* Instituto Geológico y Minero de España, 20 pp.

CATANA, M.M. 2008. Valorizar e divulgar o património geológico do Geopark Naturtejo. Estratégias para o Parque Icnológico de Penha Garcia, 279 pp. Tese de Mestrado, Universidade do Minho.

CECCA, F. & WESTERMANN, G.E.G. 2003. Towards a guide to palaeobiogeographic classification. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201, 181-197.

CHAPMAN, E.J. 1890. Some remarks on the classification of the trilobites as influenced by stratigraphical relations: with outline of a new grouping of these forms. *Transactions of the Royal Society of Canada*, 7 (4), 113–120.

CHATTERTON, B.D.E. 1971. Taxonomy and ontogeny of Siluro-Devonian trilobites from near Yass, New South Wales. *Palaeontographica, Abteilung A*, 1-108.

CHATTERTON, B.D.E. 1980. Ontogenetic studies of Middle Ordovician trilobites from the Esbataottine Formation, Mackenzie Mountains, Canada. *Palaeontographica, Abteilungen A*, 171, 1–74.

CHATTERTON, B.D.E., COLLINS, D.H. & LUDVIGSEN, R. 2003. Cryptic behaviour in trilobites: Cambrian and Silurian examples from Canada, and other related occurrences. *Special Papers in Palaeontology*, 70, 157–173.

CHATTERTON, B.D.E. & LUDVIGSEN, R. 1976. Silicified Middle Ordovician trilobites from the South Nahanni River area, District of Mackenzie, Canada. *Palaeontographica, Abteilungen A*, 154, 1–106.

CHATTERTON, B.D.E. & PERRY, D.G. 1983. Silicified Silurian odontopleurid trilobites from the Mackenzie Mountains. *Palaeontographica Canadiana*, 1, 1-127.

CHATTERTON, B.D.E. & SPEYER, S.E. 1989. Larval ecology, life history strategies, and patterns of extinction and survivorship among Ordovician trilobites. *Paleobiology*, 15, 118–132.

CHATTERTON, B.D.E. & SPEYER, S.E. 1997. Ontogeny, 173–247. *In* KAESLER, R.L. (eds) *Treatise on Invertebrate Palaeontology Part O, Arthropoda 1, Trilobita Revised, Volume 1*. The Geological Society of America Inc., The University of Kansas, Boulder Colorado, and Lawrence, Kansas.

CHEN, R.Y. & ZHOU, Z.Y. 2002. An Ordovician (early Llanvirn) trilobite faunule from Nanzheng, southern Shaanxi. *Acta Palaeontologica Sinica*, 41, 219–231.

CHERNS L. & WHEELEY, J. 2007. A pre-Hirnantian (Late Ordovician) interval of global cooling - the Boda Event re-assessed. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251, 449-460.

CHOFFAT, P. 1885. Portugal. Esquisse géologique. *Annuaire Géologique Universel*, 1-8.

CHOUBERT, G., HUPE, P., LECKWIJCK, W. & SUTER, G. 1956. Sur l'age caradocien des quartzites du pays des Sokhret (Maroc hercynien central). *Compte rendue de l'Academie des Sciences*, 42, 392-395.

CHRISTIANSEN, J.L. & STOUGE, S. 1999. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (early Ordovician) as an example. *Terra Nova*, 11, 73–78.

CHUGAEVA, M.N. 1975. Late Ordovician trilobites of the northeast of the USSR. *Trudy Ordena Trudavago Krasnago Znameni Geologicheskij Institut, 272*, 1-76.

CLARKSON, E.N.K. 1975. The evolution of the eye in trilobites. *Fossils and Strata*, 4, 7-31.

CLARKSON, E.N.K. & HENRY, J.L. 1970. Sur une nouvelle espèce du genre Crozonaspis (trilobite) découverte dans l'Ordovicien de la Mayenne. *Bulletin de la Societe geologique de France*, 11 (7), 117–123.

CLARKSON, E.N.K. & HENRY, J.L. 1973. Structurescoaptatives et enroulement chez quelques Trilobites ordoviciens et siluriens. *Lethaia*, 6, 105–132.

COATES, A. 1967. Stratigraphie et paleontologie des synclinaux de Siouville et de Jobourg dans le Cap de la Hague (Cotentin, Normandie). *Bulletin de la Societé Linnéene de Normandie*, 7, 77-103.

COCKS, L. R. M. 2000. The Early Palaeozoic geography of Europe. *Journal of the Geological Society,* London, 157, 1–10.

COCKS, L. R. M. 2001. Ordovician and Silurian global geography. *Journal of the Geological Society,* 158, 197-210.

COCKS, L. R. M. & FORTEY, R. A. 1982. Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. *Journal of the Geological Society of London,* 139, 465–478.

COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. 2002. The palaeogeographical significance of the latest Ordovician fauna from the Panghsa-Pye Formation of Burma. *Special Papers in Palaeontology*, 67, 57-76.

COCKS, L. R. M., MCKERROW, W. S. & STAAL, C. R. VAN 1997. The margins of Avalonia. *Geological Magazine,* 134, 627-636.

COCKS, L.R.M. & PRICE, D. 1975. The biostratigraphy of the upper Ordovician and lower Silurian of south-west Dyfed, with comments on the Hirnantia fauna. *Palaeontology*, 18(4), 703-72.

COCKS, L. R. M. & TORSVIK, T. H. 2002. Earth Geography from 500 to 400 million years ago: a faunal and palaeomagnetic review. *Journal of the Geological Society of London*, 159: 631-644.

COCKS, L. R. M. & TORSVIK, T. H. 2006. European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic, 83–95. *In* GEE, D. G. & STEPHENSON, R. A. (eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Memoirs of the Geological Society, London, 32.

COGNE, J. 1977. La chaine hercynienne ouest - europeenne correspond - elle a un orogene par collision? Propositions pour une interpretation geodynamique globale. *Colloque interne du CNRS*, 268, 111 - 129.

COLMENAR, J. 2015. The arrival of brachiopods of the *Nicolella* Community to the Mediterranean margin of Gondwana during the Late Ordovician: palaeogeographical and palaeoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, *428*, 12–20.

COLMENAR, J. & ALVARO, J.J. 2015. Integrated brachiopod-based bioevents and sequence-stratigraphic framework for a Late Ordovician subpolar platform, eastern Anti-Atlas, Morocco. *Geological Magazine*, 152(4), 603–620.

COLMENAR, J., HARPER, D.A.T., VILLAS, E. 2014. Morphofunctional analysis of Svobodaina species (Brachiopoda, Heterorthidae) from south-western Europe. *Palaeontology*, 57(1), 193-214.

COLMENAR J., PEREIRA S., SÁ A. & SILVA C.M. da 2015. An outstanding upper Katian (Upper Ordovician) fossil assemblage from Portugal (Buçaco, Central Iberian Zone): biostratigraphical and palaeobiogeographicl significance. *The Palaeontological Association 59th Annual Meeting, Volume: PROGRAMME, ABSTRACTS and AGM papers*, Cardiff, United Kingdom, 21.

COLMENAR, J., PEREIRA, S., YOUNG, T., ROMANO, M., SILVA, C.M. DA & SÁ, A. 2016a. Hirnantian (Upper Ordovician) macrofossil assemblages from Portugal. *International Geoscience Programme Project 591 – Closing Meeting, 'The Early to Mid Palaeozoic Revolution'*, Ghent University.

COLMENAR, J., PEREIRA, S., SÁ, A., SILVA, C.M. DA & YOUNG, T. 2016b. First report of the Foliomena Fauna in Portugal. *The PalAss Annual Meeting 2016,* December 2016, 62.

COLMENAR, J., SÁ, A.A. & VAZ, N. 2013. A draboviid brachiopod association from the Upper Ordovician of Portugal: palaeoecological and palaeogeographical significance. *Geologiska föreningen*, 136(1), 60-64.

CONDE, L.E.N. 1966. Direcções de correntes na base do Ordovícico do afloramento de Amêndoa – Mação e sua importância paleogeográfica. *Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra,* 61, 45-55.

CONGREVE, C.R. 2008. *Evolutionary and biogeographic patterns of trilobites during the end Ordovician mass extinction event*, 255pp. PhD thesis, University of Kansas, Kansas, United States of America.

CONGREVE, C.R. 2012. *Evolutionary Patterns of Trilobites Across the End Ordovician Mass Extinction*, 255 pp. PhD Thesis, University of Kansas, Kansas.

CONGREVE, C.R. & LIEBERMAN, B.S. 2008. Phylogenetic and biogeographic analysis of Ordovician homalonotid trilobites. *The Open Paleontology Journal*, 1, 24–32.

CONGREVE, C.R. & LIEBERMAN, B.S. 2010. Phylogenetic and biogeographic analysis of deiphonine trilobites. *Journal of Paleontology*, 84(1), 128-136.

CONGREVE, C.R., & LIEBERMAN, B.S. 2011. Phylogenetic and biogeographic analysis of sphaerexochine trilobites. *PloS one*, 6(6), e21304.

CONRAD, T. A. 1843. Observations on the lead-bearing limestone of Wisconsin and description of a new genus of trilobites and fifteen new Silurian fossils. *Proceedings of the Academy of Natural Science of Philadelphia*, 1, 329-335.

COOPER, A.H. 1980. *The stratigraphy and palaeontology of the Ordovician to Devonian rocks of the area north of Dornes (near Figueiró dos Vinhos), central Portugal*, 378 pp. Ph.D. Thesis, University of Sheffield, Sheffield, United Kingdom.

COOPER, B.N. 1953. Trilobites from the Lower Champlainian Formations of the Appalachian Valley. *Geological Society of America Memoir*, 55, 1-69.

COOPER, G.A. & KINDLE, C.H. 1936. New brachiopods and trilobites from the Upper Ordovician of Perce, Quebec. *Journal of Paleontology*, 348-372.

COOPER, R.A. & SADLER, P.M. 2012. The Ordovician Period. *IN* GRADSTEIN, F.M, OGG; SCHMITZ, M.D & OGG, G.M., *The Geologic Time Scale*, 2012, Elsevier, Amsterdam, Volume 2, Chapter 20, pp. 489-523.

CORBACHO, J. (2011). Trilobites from the Upper Ordovician of Bou Nemrou-El Kaid Errami (Morocco). *Batalleria (Barcelona): Revista de Paleontología*, (16), 16-36.

CORBACHO, J. & KIER, C. 2011. Trilobites of a new outcrop of Upper Ordovician in Jbel Tijarfaïouine, El Kaid Errami (Morocco), with first mention of genus Corrugatagnostus. *Scripta Musei Geologici Seminarii Barcinonensis, Series Palaeontologica*, 10, 7-22.

CORBACHO, J. & LÓPEZ-SORIANO, F.J. 2013. Chattiaspis? budili: a new Dalmanitidae species from Morocco; Upper Ordovician (Lower Katian). *Batalleria*, 19, 6-12.

CORBACHO, J. & VELA, J.A. 2010. Giant trilobites from Lower Ordovician of Morocco. *Batalleria, 15*, 3-32.

COSTA SIMÕES, A.A. 1853. Os banhos de Luso. Notícia topographica e geologica da serra do Buçaco. *O Instituto*, 1, 5-6.

COSTA, J.C.S. 1929. Novos elementos para o Estudo Geológico da região de Valongo. Porto, 46.

COSTA, J.C.S. 1931a. Bibliografia do Paleozóico relativa a Portugal. Portvcale, 4 (19), 35-47.

COSTA, J.C.S. 1931b. O Paleozóico Português (Síntese e Crítica). Dissertação para Doutoramento na Secção de Sciências Histórico-Naturais da Faculdade de Aciências da Universidade do Pôrto, Porto, 143.

COSTA, J.C.S. 1940. Subsídio para o estudo do Género "Homalonotus". Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto, 19, 5-20.

COSTA, J.C.S. 1942a. Notas sobre a família Calymenidae. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 1 (2), 91-100.

COSTA, J.C.S. 1942b. *Trilobites dos gres superiores*, 3, 541-547.

COSTA, J.C.S. 1950. *Notícia sobre uma carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 27 pp.

COSTA, J.C. & TEIXEIRA, C. 1957. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 9-C (Porto).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 38.

COURTESSOLE, R. & PILLET, J. 1975. Contribution à l'étude des faunes trilobitiques de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire. Les Eulominae et les Nileidae. *Annales de la Société géologique du Nord*, 95, 251-272.

COURTESSOLE, R., PILLET, J. & VIZCAINO, D. 1983. Calymenina. *In* COURTESSOLE, R., MAREK, L., PILLET, D., UBAGHS, G. & VIZCAINO, J. (eds) Calymenina, Echinodermata et Hyolitha de l'Ordovicien inférieur de la Montagne Noire, 62 pp. *Mémoire de la Société des Etudes Scientifiques de l'Aude*, Carcassonne.

COUTO, H. 1993. *As mineralizações de Sb-Au da região Dúrico-Beirã*, 607 pp. PhD thesis, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

COUTO, H. & LOURENÇO, A. 2008. The Late Ordovician glaciation in Valongo Anticline: evidences of eustatic sea-level changes. *In* B. KRÖGER, B. SERVAIS (Eds.). *Palaeozoic Climates—International Congress, IGCP 503.* Lille, France, 26.

COUTO H. & LOURENÇO, A. 2011a. Late Ordovician glacial deposits in Valongo Anticline (Northern Portugal): a revision of the Sobrido Formation and a contribution to the knowledge of ice-marginal locations. *In* J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., I. RÁBANO, D. GARCÍA-BELLIDO (Eds.). Ordovician of the World. *Cuadernos del Museu Geominero*, 14, 113-118.

COUTO, H. & LOURENÇO, A. 2011b. Late Ordovician to Lower Silurian transition in Valongo Anticline (Northern Portugal): Evidences of an erosional unconformity previous to the Silurian sea level rise. *Mineralogical Magazine,* 75(3), 701.

COUTO, H., KNIGHT, J., LOURENÇO, A. 2013. Late Ordovician ice-marginal processes and sea-level change from the north Gondwana plataform: Evidence from the Valongo Anticline (northern Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375, 1-15.

COUTO, H., PIÇARRA, J.M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 1997. El Paleozoico del Anticlinal de Valongo (Portugal), 270-290. *In* A. GRANDAL D'ANGLADE, J.C. GUTIÉRREZ-MARCO & L. SANTOS FIDALGO (Eds.), *XIII Jornadas de Paleontologia "Fósiles de Galicia" y V Reunión International Proyecto 351 PICG "Paleozoico Inferior del Noroeste de Gondwana".* A Coruña, Libro de Resúmenes y Excursiones, Soc. Españ. Paleont., Madrid.

CRÔNIER, C., DELABROYE, A. & MICLOT, L. 2008. A quantitative comparison of the ontogeny of two closely related trinucleidae trilobites from upper ordovician. *In* Rábano, I., Gozalo, R. and D. García-Bellido (eds) *Advances in trilobite research, Cuadernos del Museo Geominero*, 9, 85-90, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

CURTIS, M.L.K. 1961. Ordovician trilobites from the. Valongo area, Portugal. Cheiruridae, Pliomeridae and Dionidae. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 14, 1-16.

CURTIS, N.J. & LANE, P.D. 1998. The Llandovery trilobites of England and Wales. Part 2. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 608, 51-101.

DALMAN, J.W. 1827. Om Palaeaderna eller de så kallade Trilobiterna. *Kongliga Svenska Vetenskaps - Akademiens Handlingar*, 1826(2), 113-162, 226-294.

DAVIS, R.A., FRAAYE, R.H.B. HOLLAND, C.H. 2001. Trilobites within nautiloid cephalopods. *Lethaia*, 34, 37–45.

DEAN, W.T. 1959. *Duftonia*, a new trilobite genus from the Ordovician of England and Wales. *Palaeontology*, 2, 143-149.

DEAN, W.T. 1961. The Ordovician trilobite Faunas of South Shropshire. *II. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series*, 5(8), 313-358.

DEAN, W.T. 1962. The trilobites of the Caradoc Series in the Cross Fell inlier of Northern England. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series,* 7(3), 65-134.

DEAN, W.T. 1966a. The lower Ordovician stratigraphy and trilobites of the Landreyan valley and the neighbouring district of the Montagne Noire, southwestern France. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series*, 12, 247-353.

DEAN, W. T. 1966b. A revision of the Ordovician trilobite genus *Plaesiacomia* Hawle and Corda 1847. *Sbornik Narodniho Musea v Praze,* 22B(4), 133–142.

DEAN, W.T. 1967. The correlation and trilobite fauna of the Bedinan Formation (Ordovician) in south−eastern Turkey. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series,* 15, 83–123.

DEAN, W.T. 1971. The trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of eastern Ireland. Part I. *Monograph of the Palaeontographical Society, London*, 531 (125).

DEAN, W.T. 1973. *Ordovician trilobites from the Keele Range, northwestern Yukon Territory*. Department of Energy, Mines and Resources, 43 pp. Ottawa.

DEAN, W.T. 1974. The Trilobites of the Chair of Kildare Limestone (Upper Ordovician) of eastern Ireland. Part 2. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 539(128), 61-98.

DEAN, W.T. 1991. Ordovician trilobites from the inlier at Le Petit Fond d'Oxhe, Belgium. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre,* 61, 135-155.

DEAN, W.T. & MONOD, O. 1990. Revised stratigraphy and relationships of Lower Palaeozoic rocks, eastern Taurus Mountains, south central Turkey. *Geological Magazine* 124(4), 333-347.

DEAN, W.T., MONOD, O., RICKARDS, R.B., DEMIR, O., & BULTYNCK, P. 2000. Lower Palaeozoic stratigraphy and palaeontology, Karadere–Zirze area, Pontus mountains, northern Turkey. *Geological Magazine*, 137(05), 555-582.

DEAN, W.T. & ZHIYI, Z. 1988. Upper Ordovician trilobites from the Zap Valley, south-east Turkey. *Palaeontology*, 31 (3), 621-649.

DELABROYE, A., MUNNECKE, A., VECOLI, M., COPPER, P., TRIBOVILLARD, N., JOACHIMSKI, M.M., DESROCHERS, A. & SERVAIS, T. 2011. Phytoplankton dynamics across the Ordovician/Silurian boundary at low paleolatitudes: Correlations with carbon isotopic and glacial events. *Palaeoceanography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 312, 79–97.

DELGADO, J.F.N. 1870. Breves apontamentos sobre os terrenos paleozoicos do nosso paiz. *Revista de Obras Publicas e Minas*, 1, 15-27; 3-4, 98-110; 6, 168-175.

DELGADO, J.F.N. 1876. Terrenos paleozoicos de Portugal.- Sobre a existência do terreno siluriano no Baixo Alemtejo. *Memorias da Secção dos Trabalhos geologicos de Portugal*, Lisboa, 35.

DELGADO, J.F.N. 1885a. Préface. *Communicações da Secção de Trabalhos geologicos de Portugal*, 1, V-XII.

DELGADO, J.F.N. 1885b. Estudo sobre os Bilobites e outros fosseis das quartzites da base do systema silurico de Portugal. *Memorias da Secção dos Trabalhos geologicos de Portugal*, Lisboa, 111 pp.

DELGADO, J.F.N. 1887. Terrains Paléozoiques du Portugal. Étude sur les Bilobites et autres fossiles des quartzites de la base du Système Silurique du Portugal – (supplément). *Memorias da Secção dos Trabalhos geologicos de Portugal*, Lisboa, 76 pp.

DELGADO, J.F.N. 1892. Fauna Silúrica de Portugal. Descripção de uma fórma nova de Trilobite, Lichas (Uralichas) Ribeiroi. *Memória da Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-31.

DELGADO, J.F.N. 1897. Fauna Silúrica de Portugal. Novas observações ácerca de Lichas (Uralichas) Ribeiroi. *Memória da Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal, Lisboa*, 1-34.

DELGADO, J.F.N. 1901. Considérations Générales sur la Classification du Système Silurique. *Communicações da Secção de Trabalhos geologicos de Portugal*, 4, 208-227.

DELGADO, J.F.N. 1908. Système Silurien du Portugal. Etude stratigraphique paléontologique. *Commission du Service géologique du Portugal, Mémoires*, 245 pp. Lisboa.

DELO, D.M. 1935. A revision of the phacopid trilobites. *Journal of Paleontology*, 9, 402-420.

DESLONGCHAMPS, E. 1825. Sur les corps organisés fossiles du grès intermédiaire du Calvados. *Mémoires de la Société linnéenne de Normandie*, 2, 291-317.

DESMAREST, A. G. 1817. Crustacés Fossiles, 495-519. *In* BIOT, J. B. (eds), *Nouveau Dictionnaire d'Histoire Naturelle (Nouvelle edition)*, 8.

DESTOMBES, J. 1963. Quelques nouveaux Phacopina (trilobites) de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 23(172), 47-65.

DESTOMBES, J. 1966. Quelques Calymenina (Trilobitae) de l'Ordovicien moyen et supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 26(188), 33-53.

DESTOMBES, J. 1967. Distribution et affinités des genres de trilobites de l'Ordovicien de l'Anti-Atlas (Maroc). *Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societé Géologique de France*, 4, 133-134.

DESTOMBES, J. 1968a. Sur la nature des sédiments du groupe du 2º Bani, Asghill supérieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences de Paris*, 267, 684-686.

DESTOMBES, J. 1968b. Quelques trilobites rares (*Lichas*, *Amphytrion*, *Dionide*) de l'Ashgill superieur de l'Anti-Atlas, Maroc. *Annales de la Societé Géologique du Nord*, 87(3), 123-126.

DESTOMBES, J. 1972. Les trilobites du sous-ordre des Phacopina de I'Ordovicien de I'Anti-Atlas (Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 240, 1-113.

DESTOMBES, J. & HENRY, J.L. 1987. Trilobites Calymenidae de l'Ordovicien supérieur du Maroc et les origines de la Province Malvino-Cafre. *Lethaia* 20, 120-139.

DESTOMBES, J., HOLLARD, H. & WILLEFERT, S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. *In* Holland, C.H. (eds) *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa*, 91-336. John Wiley & Sons; Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore.

DESTOMBES, J., SOUGY, J. & WILLEFERT, S. 1969. Révisions et découvertes paléontologiques (Brachiopodes, Trilobites et Graptolites) dans le Cambro-Ordovicien du Zemmour (Mauritanie septentrionale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(2), 185-206.

DIAS DA SILVA, Í. 2013. Geología de las Zonas Centro Ibérica y Galicia – Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España. PhD thesis, Universidad de Salamanca, 389.

DIAS DA SILVA, Í. 2014. Geologia de las Zonas Centro Ibérica y Galicia - Trás-os-Montes en la parte oriental del Complejo de Morais, Portugal/España. *Serie Nova Terra*, 45, 1-424.

DIAS DA SILVA, Í., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., BARBA, P., VALLADARES, M.I. & UGIDOS, J.M. 2011. Geochemistry of Lower Palaeozoic shales. A case study in a sector of the Iberian Variscides. *In* J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., I. RÁBANO & D. GARCÍA-BELLIDO (Eds.), Ordovician of the World. *Cuadernos del Museu Geominero,* 14, 121-125.

DIAS DA SILVA, Í., GONZÁLEZ CLAVIJO, E., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. 2010. Estratigrafia da Zona Centro Ibérica na região de Palaçoulo (leste do Maciço de Morais, NE Portugal). *e–Terra*, 21 (12), 1-4.

DIAS, R. & RIBEIRO, A. 1994. Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, 16(11), 1543-1554

DIAS, R., RIBEIRO, A., COKE, C., MOREIRA, N. & ROMÃO, J. 2014. Arco Ibero-Amoricano: indentação versus auto-subducção. *Comunicações Geológicas*, 101, Especial I, 261-264.

DÍEZ BALDA, M.A., VEGAS, R. & GONZÁLEZ LODEIRO 1990. Central Iberian Zone (Autochthonous Sequences) 2.2 Structure, 172-188. *In* DALLMEYER, R.D. & MARTÍNEZ-GARCIA, E. (Eds.), *Pré-Mesozoic Geology of Ibéria*, Springer-Verlag.

DREYFUSS, M. 1948. Contribution à l'étude géologique et paléontologique de l'Ordovicien supérieur de la Montagne Noire. *Mémoires de la Société géologique de France*, 58, 1-62.

DUARTE, M.L., COUTINHO, J.L., BARROS, L. & RIBEIRO, A. 1966. Estudos geológicos no sinclinal de Moncorvo. *Boletim de Minas*, 3(1), 51-53.

DUFET, H. 1875. Note sur les déformations des fossiles contenus dans les roches schisteuses, et sur la détermination de quelques espèces du genre *Ogygia*. *Annales scientifiques de l'École Normale Supérieure*, 4, 183-190.

EBACH, M.C. & MCNAMARA, K.J. 2002. A systematic revision of the family Harpetidae (Trilobita). *Records Western Australian Museum, 21(3)*, 235-268.

EBBESTAD, J.O.R. 1999. Trilobites of the Tremadoc Bjørkåsholmen Formation in the Oslo Region, Norway. *Fossils and Strata*, 47, 188.

EDGECOMBE, G.D. 1993. Silurian acastacean trilobites of the Americas. *Journal of Paleontology*, 67(04), 535-548.

EDGECOMBE, G.D. & CHATTERTON, B.D. 1992. Early Silurian (Llandovery) encrinurine trilobites from the Mackenzie Mountains, Canada. *Journal of Paleontology*, 66(01), 52-74.

EDGECOMBE, G.D. & WEBBY B.D. 2007. Ordovician trilobites with eastern Gondwanan affinities from central-west New South Wales and Tasmania. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 34, 255–281.

ELAOUAD-DEBBAJ, Z. 1978. Acritarches de l'Ordovicien Supérieur du Synclinal do Buçaco (Portugal). Systématique – Biostratigraphie – Intérêt paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique et Mineralogique de Bretagne, série C*, 10(2), 1-101.

ELDREDGE, N. 1979. Cladism and common sense, 165-198. *In* J. CRACRAFT & N. ELDREDGE (eds.), *Phylogenetic Analysis and Paleontology.* Columbia, University Press, New York

EL-KHAYAL, A.A. 1985. *Hanadirella*: a new problematic arthropod(?) from the Lower Ordovician (Llanvirn) Tabuk Formation, central Saudi Arabia. *Scripta Geologica*, 80, 1-13.

EL-KHAYAL, A.A. 1986. *Petalograptus palmeus* Barrande from the Qusayba Shale (Llandovery, Silurian) of Saudi Arabia. *Journal of the College of Science, King Saud University*, 17, 189-206.

EL-KHAYAL, A.A. & ROMANO, M. 1985. Lower Ordovician trilobites from the Hanadir Shale of Saudi Arabia. *Palaeontology*, 28(2), 401-412.

ELKIN, E.A. & KANYGIN, A.V. 1988. Fauna i Stratigrafiia Pàleozoìa Srednei Sibiri i Urala. *Trudy Instituta Geologii i Geofiziki*, 718, 1-166. [Em Russo]

ELLES, G. L. 1922. The graptolite faunas of the British Isles. *Proceedings of the Geologists' Association*, 33, 168-200.

EMIG, C. C. & GUTIERREZ-MARCO, J. C. 1997. Niveaux à lingulidés à la limite supérieure du Grès Armoricain (Ordovicien: Arenig) dans le SW de l'Europe: analyse des facteurs responsables et signification paléoécologique. *Geobios*, 30(4), 481-495.

EMMRICH, H.F. 1839. *De trilobitis: dissertatio petrefactologica*, 56pp. PhD thesis. Typis Nietackianis, Berlin.

EMMRICH, H.F. 1844. Über die Schichten-Folge der Flötz-Gebirge des Gader-Thales, der Seisser-Alpe und insbesondere bei St. Cassian. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, usw., Stuttgart*, 790-803.

ERBEN, H.K. 1961. Blinding and extinction of certain Proetidae (Trilobite). *Journal of the Palaeontological Society of India*, 3, 82-104.

ERDTMANN, B.-D. 1991. The post-Cadomian Early Palaeozoic tectonostratigraphy of Germany - Attempt at an analytical review. *In* ANDRE, L., HERBOSCH, A., VANGUESTAINE, M. & VERNIERS, J. (eds.), *The Caledonides of the Midlands and the Brabant Massif*, Annales de la Société Geologique de Belgique, 114, 19-43.

ESTEVE, J. 2013. Revisión del enrollamiento en los trilobites del Cámbrico español y su implicación en la evolución de los trilobites. Estudios Geológicos, 69(2), 209-225.

ESTEVE, J., HUGHES, N.C. & ZAMORA, S. 2013. Thoracic structure and enrollment style in *Eccaparadoxides pradoanus* (middle Cambrian, Spain), presage caudalization in the derived trilobite trunk. *Palaeontology*, 56, 589–601.

EVITT, W. R. 1951. Some Middle Ordovician trilobites of the families Cheiruridae, Harpidae and Lichidae. *Journal of Paleontology*, 25, 587-616.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., PABLO MACIÁ, J.G. & RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L.R. 1987. Aportaciones al conocimento de la litoestratigrafia y estructura de Galicia Central. *Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 1, 411-431.

FATKA O., VOKAC V., MORAVEC J., ŠINAGL M. & VALENT, M. 2009. Agnostids entombed in hyolith conchs. *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 37, 481-489.

FATKA, O. & BUDIL, P., 2014. Sheltered gregarious behavior of Middle Ordovician harpetid trilobites. *Palaios*, 29, 495–500.

FATKA, O. & KOZÁK, V. 2014. A new type of entombment of *Peronopsis* (Agnostida) in a hyolithid conch. *Carnets de Géologie*, 14(10), 191-198.

FATKA, O. & MERGL, M. 2009. The 'microcontinent' Perunica: status and story 15 years after conception. *Geological Society, London, Special Publications*, 325(1), 65-101.

FATKA, O., SZABAD, M. & BUDIL, P. 2009. Malformed agnostids from the Middle Cambrian Jince Formation of the Příbram-Jince Basin, Czech Republic. *Bulletin of Geosciences*, 83(1), 121-126.

FATKA, O., SZABAD, M., BUDIL, P. & MICKA, V., 2008, Position of trilobites in Cambrian ecosystem: preliminary remarks from the Barrandian region (Czechia), 117–122. *In* Rábano, I., Gozalo, R.

& García-Bellido, D. (Eds), *Advances in Trilobite Research, Cuadernos del Museo Geominero*, 9, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

FEIST, R. & CLARKSON, E.N. 1989. Environmentally controlled phyletic evolution, blindness and extinction in Late Devonian tropidocoryphine trilobites. *Lethaia*, 22(4), 359-373.

FEIST, R. 1995. Effect of paedomorphosis in eye reduction on patterns of evolution and extinction in trilobites, 225- 244. *In* MCNAMARA, K.J. (eds) *Evolutionary Change and Heterochrony*. Wiley, New York.

FERREIRA, M.P.V. 1989. Um professor de mineralogia e arte de minas e político liberal do século XIX: Roque Fernandes Thomaz. *Revista da Universidade de Coimbra*, 35, 255-269.

FOERSTE, A.F. 1919. Silurian fossils from Ohio, with notes on related species from other horizons. *Ohio Journal of Science*, 19, 367-404.

FORTEY, R.A. 1974. A new pelagic trilobite from the Ordovician of Spitsbergen, Ireland and Utah. *Palaeontology*, 17(1), 111-124.

FORTEY, R.A. 1975. The Ordovician trilobites of Spitsbergen. II. Asaphide, Nileidae, Raphiophoridae and Telephinidae of the Valhallfonna Formation. *Norsk Polarinstitut Skrifter*, 162, 1-207.

FORTEY, R.A. 1979. Early Ordovician trilobites from the Catoche Formation (St. George Group), western Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 321, 61-114.

FORTEY, R.A. 1985. Pelagic trilobites as an example of deducing the life habits of extinct arthropods. *Royal Society of Edinburgh Transactions*, 76, 219–230.

FORTEY, R.A. 1989. There are extinctions and extinctions: Examples from the lower Palaeozoic, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, [B], 325, 327-355.

FORTEY, R.A. 1990. Ontogeny, hypostome attachment and trilobite classification. *Palaeontology*, 33(3), 529-576.

FORTEY, R.A. 1997. Late Ordovician trilobites from southern Thailand. *Palaeontology* 40(2), 397-449.

FORTEY, R.A. 2001 Trilobite systematics: the last 75 years. *Journal of Paleontology*, 75(6), 1141-1151.

FORTEY, R.A. & BARNES, C.R. 1977. Early Ordovician conodont and trilobite communities of Spitsbergen: influence on biogeography. *Alcheringa*, 1(3), 297-309.

FORTEY, R.A. & COCKS, L.R.M. 2003. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth Science Reviews*, 61, 245–307.

FORTEY, R.A. & COCKS, L.R.M. 2005. Late Ordovician global warming – The Boda event. *Geological Society of America Bulletin*, 33, 405–408.

FORTEY, R. A., & COCKS, L. R. M. 1992. The early Palaeozoic of the North Atlantic region as a test case for the use of fossils in continental reconstruction. *Tectonophysics*, 206: 147-158.

FORTEY, R.A., HEWARD, A.P. & MILLER, C.G. 2011. Sedimentary facies and trilobite and conodont faunas of the Ordovician Rann Formation, Ras Al Khaimah, United Arab Emirates. *GeoArabia*, 16(4), 127-152.

FORTEY, R. A., MORRIS, S. F. 1982. The Ordovician trilobite Neseuretus from Saudi Arabia, and the palaeogeography of the Neseuretus fauna related to Gondwanaland in the earlier Ordovician. *Bulletin of the British Museum (Natural History*), *Geology*, 36, 63–75.

FORTEY, R.A. & MORRIS, S.F. 1977. Variation in lens packing of *Phacops* (Trilobita). *Geological Magazine*, 114(01), 25-32.

FORTEY, R.A. & OWENS, R. M. 1978. Early Ordovician (Arenig) stratigraphy and faunas of the Camarthen district, south-westWales. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 30, 225–294.

FORTEY, R.A. & OWENS, R.M. 1987. The Arenig Series in South Wales: Stratigraphy and palaeontology. I. The Arenig Series in South Wales. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series*, 41(3), 69-307.

FORTEY, R.A. & OWENS, R.M. 1997. Evolutionary history, 249-287. *In* MOORE, R.C. (eds) *Treatise on Invertebrate Paleontology: Arthropoda 1, Trilobita, Revised*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, Kansas.

FRAAIJE, R.H.B. 2003. The oldestin situhermit crab from the Lower Cretaceous of Speeton, UK. *Palaeontology*, 46, 53–57.

FRAAIJE, R.H.B. & PENNINGSH., W.J. 2006. Crab carapaces preserved in nautiloid shells from the Upper Paleocene of Huesca (Pyrenees, Spain). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 361-363.

GAPP, I.W., CONGREVE, C.R. & LIEBERMAN, B.S. 2012. Unraveling the phylogenetic relationships of the Eccoptochilinae, an enigmatic array of ordovician cheirurid trilobites. *PloS one*, 7(11), e49115.

GHAVIDEL-SYOOKI, M., ÁLVARO, J. J., POPOV, L., GHOBADI, P., EHSANI, M. H. & SUYARKOVA, A. 2011. Stratigraphic evidence for the Hirnantian (Latest Ordovician) Glaciation in the Zagros Mountains, Iran, 169-170. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.-C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO (eds.), *Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero*, 14.

GHIENNE, J. F. 2003. Late Ordovician sedimentary environments, glacial cycles, and post-glacia transgression in the Taoudeni Basin, West Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 189, 117-145

GHIENNE, J.-F. 2011. The Late Ordovician glacial record: State of the Art, 13-19. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.-C. RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO (eds.), *Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero*, 14.

GHOUBADI POUR, M. & POPOV, L.E. 2009. First report on the occurrence of Neseuretinus and Ovalocephalus trilobites in the Middle Ordovician of Iran. *Acta Palaeontologica Polonica*, 54(1), 125-133.

GHOBADI POUR, M., POPOV, L.E., HOLMER, L.E., HOSSEINI-NEZHAD, M., RASULI, R., FALLAH, K. & JAHANGIR, H. 2015. Early Ordovician (Tremadocian) faunas and biostratigraphy of the Gerd-Kuh section, eastern Alborz, Iran. *Stratigraphy*, 12(2), 55-61.

GONÇALVES, F. 1971. Subsídios para o conhecimento geológico do Nordeste Alentejano. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 18 (nova série), 1-62.

GONÇALVES, F. 1986. *Aspectos geológicos da Serra de São Mamede. Portalegre*. Clube de Biologia e Geologia da Serra de S. Mamede, 28 pp.

GONÇALVES, F., PERDIGÃO, J., COELHO, A. & MUNHÁ, J. 1978. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 33-A (Assumar)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 37.

GONZÁLEZ CLAVIJO, E.J. 1997. *La geologia del sinforme de Alcañices, Oeste de Zamora*, 330 pp. PhD Thesis, Universidade de Salamanca, Departamento de Geología.

GOTTO, R.V. 1969. *Marine Animals, Partnerships and Other Associations.* English Universities Press, London, 96 pp.

GUILLIER, A. 1873. Faune seconde silurienne entre Saint-Denis d'Orques et Chemiré-en-Charnie. *Bulletin de la Société d'agriculture, sciences et arts Sarthe, 21, 633-636.*

GÜRICH, G. 1901. Über eine neue Lichas-Art aus dem Devon von Neu Süd-Wales und über die Gattung Lichas überhaupt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie und Paläontologie (B.B.)*, 14, 519-539.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & BERNÁRDEZ, E. 2003. *Un tesoro geológico en la Autovía del Cantábrico: El Túnel Ordovícico del Fabar, Ribadesell (Asturias).* Ministerio de Fomento, 398pp.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., DESTOMBES, J., RÁBANO, I., ACEÑOLAZA, G.F., SARMIENTO, G.N. & SAN JOSÉ, M.Á. 2003. El Ordovícico Medio del Anti-Atlas marroquí: paleobiodiversidad, actualización bioestratigráfica y correlación. *Geobios*, 36(2), 151-177.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GARCÍA-BELLIDO, D.C., RÁBANO, I. & SÁ, A.A. 2017. Digestive and appendicular soft-parts, with behavioural implications, in a large Ordovician trilobite from the Fezouata Lagerstätte, Morocco. *Scientific Reports*, 7, 39728.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., GHIENNE, J.F., BERNÁRDEZ, E. & HACAR, M.P. 2010. Did the Late Ordovician African ice sheet reach Europe? *Geology*, 38, 279-282.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & RÁBANO, I. 1987a. Trilobites y Graptolitos de las lumaquelas terminales de los" Bancos Mixtos" (Ordovicico Superior de la zona Centroiberica meridional): Elementos nuevos o poco conocidos. *Boletín Geológico y Minero*, 98(5), 647-669.

GUTIÉRREZ MARCO, J.-C. & RÁBANO, L. 1987b. Paleobiogeographical aspects of the Ordovician medíterranean faunas. *Geogaceta*, 2, 24-26.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & ÁLVAREZ, S.L. 2012. El patrimonio paleontológico del Paleozoico marino de la región de Almadén (Ciudad Real). *De Re Metallica*, 19, 27.42.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.-C., RÁBANO, I., PRIETO, M. & MARTIN, J. 1984. Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la Zona Centroibérica (España). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 287-319.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I., SAN JOSÉ, M.A. HERRANZ, P. & SARMIENTO, G.N. 1995. Oretanian and Dobrotivian stages vs. 'Llanvirn-Llandeilo' Series in the Ordovician of the Iberian Peninsula, 55-59. *In* J. D. COOPER, M. L. DROSER, S. C. FINNEY (Eds.), *Ordovician Odyssey: Short papers for the 7th Symposium on the Ordovician System*, Las Vegas. Pacific Section of Society of Sedimentary Geology (SEPM), Fullerton, California, 77.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., REBELO, J.A., RÁBANO, I. & PIÇARRA, J.M. 1995. Novas observações bioestratigráficas na Formação Xistenta (Ordovícico Médio) do Sinclinal de Moncorvo (Trás-os- Montes, Nordeste de Portugal). *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4, 91-96.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M. & PIÇARRA, J.M. 1998. Silurian Stratigraphy and Paleogeography of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal) , 13-44. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.-C. & RÁBANO, I. (eds.). *Proceedings 6th Int. Graptolit Conference (GWG-IPA) & 1998 Field Meeting, IUGS Subcomission on Silurian Stratigraphy Temas Geológico-Mineros ITGE*, Madrid, 23.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., ROBARDET, M., RÁBANO, I., SARMIENTO, G.N., DE SAN JOSÉ, M.A., HERRANZ ARAÚJO, P., & PIEREN, A.P. 2002. Ordovician, 31-49. *In* Gibbons, W. & Moreno, T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society. London.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A. A., GARCIA-BELLIDO, D. C., RÁBANO, I. & VALÉRIO, M. 2009. Giant trilobites and trilobite clusters from the Ordovician of Portugal. *Geology*, 37(5), 443–446.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SÁ, A.A., GARCÍA-BELLIDO, D. & RÁBANO, I. 2016. The Bohemo-Iberian regional chronostratigraphic scale for the Ordovician System and palaeontological correlations within South Gondwana. *Lethaia*, 50(2), 258-295.

GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., SAN JOSÉ, M.A., PIEREN, A.P. 1990. Post-Cambrian Palaeozoic Stratigrapy, 160-171. *In* R.D. DALMAYER, E. & MARTÍNEZ GARCÍA (Eds.). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlim Heidelberg,

GUY, P.M. & LEBRUN, P. 2010. Les trilobites de l'Ordovicien du Portugal. *Fossiles, hors-serie*, 1, 41-88.

HAFENRICHTER, M. 1979. Paläontologisch-ökologische und lithofazielle Untersuchungen des" Ashgill-Kalkes" (Jungordovizium) in Spanien. *Arbeiten aus dem Paläontologisches Institut Wurzburg*, 3, 1-139.

HALL, J. 1863. Preliminary notice of the fauna of the Potsdam sandstone, with remarks upon the previously known species of fossils, and description of some new ones from the sandstones of the Upper Mississippi Valley. *Report of the New York State Cabinet of Natural History*, 16, 119-222.

HAMMANN, W. 1971. Die Placopariinae (Trilobita, Cheirurina; Ordovizium). *Senckenbergiana Lethaea*, 52(1), 53-75.

HAMMANN, W. 1972. Neue propare Trilobiten aus dem Ordovizium Spaniens. *Senckenbergiana lethaea*, 53(5), 371-388.

HAMMANN, W. 1974. Phacopina und Cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 55, 1-151.

HAMMANN, W. 1976. Trilobiten aus dem oberen Caradoc der östlichen Sierra Morena (Spanien). *Senckenbergiana lethaea*, 57, 35-85.

HAMMANN, W. 1977. Neue Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 58(1/3), 91-97.

HAMMANN, W. 1983. Calymenacea (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien, ihre Biostratigraphie, Ökologie und Systematik. *Abhandlungen der senckenbergischen naturforschenden Gesellschaft* 542, 1-177.

HAMMANN, W. 1985. Life habit and enrolment in Calymenacea (Trilobita) and their significance for classification. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 76(2-3), 307-318.

HAMMANN, W. 1992. The Ordovician trilobites from the Iberian Chains in the province of Aragon, NE Spain. I. The trilobites of the Cystoid Limestone (Ashgill Series). *Beringeria*, 6, 1-219.

HAMMANN, W. & HENRY, J.L. 1978. Quelques espèces de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Ptychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Péninsule ibérique. *Senckenbergiana lethaea*, 59(4/6), 401-429.

HAMMANN, W. & LEONE, F. 1997. The trilobites from the "post-Sardic" (Upper Ordovician) sequences of the Iglesiente, Arburese and Sarrabus regions, southern Sardinia, Italy. Part 1. *Beringeria*, 20, 218 pp.

HAMMANN, W. & LEONE, F. 2007. The trilobites from the" post-Sardie"(Upper Ordovician) sequence of the Iglesiente, Arburese and Sarrabus regions, southern Sardinia, Italy. Part 2. *Beringeria*, 38, 3-138.

HAMMANN, W. & RÁBANO, I. 1987. Morphologie und Lebensweise der Gattung Selenopeltis (Trilobita) und ihre Vorkommen im Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiana lethaea*, 68, 91-137.

HAMMANN, W., RÁBANO, I. & GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. 1986. Morfología funcional del exoesqueleto del género Selenopeltis Hawle & Corda, 1847 (Trilobita, Odontopleurida; Ordovícico). *Paleontologia I Evolució,* 20.

HAMMANN, W., ROBARDET, M. & ROMANO, M. 1982. The Ordovician System in south-western Europe (France, Spain and Portugal). Correlation Charts and Explanatory Notes. *International Union of Geological Sciences*, 11, 1-47.

HAMMER, O., HARPER, D.A.T., RYAN, P.D., 2001. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4, 1–9.

HARPER, D. A T. 1980. The brachiopod *Foliomena* fauna in the upper Ordovician Ballyvorgal Group of Slieve Bernagh, County Clare. *Journal of Earth Sciences of the Royal Dublin Society*, 2, 189–192.

HARPER, D.A.T. 1979. The Environmental Significance of Some Faunal Changes in the Upper Ardmillan Succession (Upper Ordovician), Girvan, Scotland, 439–445. *In* HARRIS, A. L., HOLLAND, C.H. & LEAKE, B.E. (eds) *The Caledonides of the British Isles—Reviewed*. Geological Society of London, Special Publication, 8.

HARPER, D.A.T., RASMUSSEN, C.M.O., LILJEROTH, M., BLODGETT, R.B., CANDELA, Y., JIN, J., PERCIVAL, I.G., RONG, J.Y., VILLAS, E. & ZHAN, R.B. 2013. Biodiversity, biogeography and phylogeography of Ordovician rhynchonelliform brachiopods, 127–144. *In* HARPER, D.A.T. & SERVAIS, T. (eds) *Early Palaeozoic biogeography and palaeogeography*, Geological Society of London Memoir 38. London.

HARRINGTON, H.J. 1957. Notes on new genera of Pliomeridae (Trilobita). *Journal of Paleontology*, 31, 811-812.

HARRINGTON, H. J., HENNINGSMOEN, G., HOWELL, B.F., JAANUSSON, V., LOCHMAN-BALK, C., MOORE, R.C., POULSEN, C., RASETTI, F., RICHTER, E., RICHTER, R., SCHIMDT, H., SDZUY, K., STRUVE, W., TRIPP, R., WELLER, J. M. & WHITTINGTON, H.B. 1959. Systematic descriptions, O365–O379. *In* MOORE, R. C. (eds.), *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O, Arthropoda 1*, Geological Society of America and The University of Kansas Press. Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

HARRINGTON, H.J. & LEANZA, A.F. 1957. Ordovician trilobites of Argentina. *Special Publications of the Department of Geology, University of Kansas*, 1, 1-276.

HAVLÍČEK, V. 1952. On the Ordovician Representatives of the Family Plectambonitidae (Brachiopoda). *Sborník Ústredního ústavu Geologického*, 19, 397–428.

HAVLÍČEK, V. 1981. Upper Ordovician brachiopods from the Montagne Noire. *Paleontographica, Abteilung A*, 176, 1–34.

HAVLÍČEK, V. 1989. Climatic changes and development of benthic communities through the Mediterranean Ordovician. *Sbornik geologickych věd. Geologie,* 44, 79– 116.

HAVLÍCEK, V., MAREK, L. 1973. Bohemian Ordovician and its international correlation. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 18, 225–232.

HAVLÍČEK, V. & MERGL, M. 1982. Deep water shelly fauna in the latest Kralodvorian (upper Ordovician, Bohemia). *Vestník Ústredního ústavu geologického, 57*, 37–46.

HAVLÍČEK, V., & VANĚK, J. 1966. The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. *Sborník geologických věd, Paleontologie*, 8, 7-69.

HAVLÍČEK, V., VANĚK, J. & FATKA, O. 1994. Perunica microcontinent in the Ordovician (its position within the Mediterranean Province, series division, benthic and pelagic associations). *Sbornik Geologickych věd Geologie*, 46, 23–56.

HAWLE, A. & CORDA, I. 1847. Prodrom einer Monographie der böhmischen Trilobiten: Böhmischen Geseli. *Abhandlungen der Bohmisch Gesellschaft Wissenschaft,* 5, 1–176.

HENKE, W. 1926. Beitrag zur Geologie der Sierra Morena nördlich von La-Carolina (Jaén). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, 39(2/3), 185-197.

HENNINGSMOEN, G. 1975. Moulting in trilobites. *Fossils and Strata*, 4, 179-200.

HENRY, J.-L. 1965. Révision de *Kloucekia micheli* (Tromelin 1876) (Trilobite, Ordovicien moyen du Massif armoricain). *Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 1, 199-210.

HENRY, J.-L. 1966. Sur un nouveau Phacopina (Trilobites) de l'Ordovicien de Bretagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(7), 558-562.

HENRY J.-L. 1969. Donnes stratigraphiques sur l'Ordovicien de Bretagne et de Normandie. *Bulletin de la Société gdologique et mindralogique de Bretagne*, 1, 11-20.

HENRY, J.-L. 1968. *Crozonaspis struvei* n. g. n. sp., Zeliszkellinae (Trilobita) de l'Ordovicien moyen de Bretagne. *Senckenbergiana lethaea*, 49, 367-381.

HENRY, J.-L. 1970. Quelques Calymenacea (Trilobita) de l'Ordovicien de Bretagne. *Annales de Paléontologie*, 56(1), 3-27.

HENRY, J.-L. 1976. *Kerfornella* nov. gen., trilobite Homalonotidae de l'Ordovicien Armoricain et Iberique. *Geobios* 9, 665-671.

HENRY, J.-L. 1980a. Trilobites ordoviciens du Massif Armoricain. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 22, 1–250.

HENRY, J.-L. 1980b. Evolution and classification of some Ordovician Calymenina (Trilobita). *Geological Magazine*, 117, 351-362.

HENRY, J.-L. 1989. Paleoenvironnements et dynamique de faunes de trilobites dans l'Ordovicien (Llanvirn Supérieur-caradoc basal) du Massif Armoricain (France). *Palaeogeography, Palaoeclimatology, Palaeoecology*, 73, 139-153.

HENRY J.-L. 1996. Classification de quelques Calymenina (Trilobita) ordoviciens: Calymenidae ou Homalonotidae ?. *Geobios*, 29, 3, 331-340.

HENRY, J. L., DESTOMBES, J. 1991. Un biofaciès à Trilobites Homalonotidae dans l'Ordovicien de la marge nord-gondwanienne: implications paléobiologiques et paléogéographiques. *Lethaia*, 24, 249–253.

HENRY, J.-L. & CLARKSON, E.N.K. 1975. Enrollement and coaptations in some species of the Ordovician trilobite genus *Placoparia*. *Fossils and Strata*, 4, 87-95.

HENRY, J.L. & DESTOMBES, J. 1991. Un biofaciès à Trilobites Homalonotidae dans l'Ordovicien de la marge nord-gondwanienne: implications paléobiologiques et paléogéographiques. *Lethaia*, 24, 249–253.

HENRY, J.-L. & MORZADEC, P. 1968. Sur la présence du sous-genre Phacopidella (Prephacopidella) Destombes, 1963 (Trilobite) dans les schistes ordoviciens du Portugal. *Compte Rendu Sommaire des Seances de la Societé Géologique de France*, 5, 158-160.

HENRY, J.-L., MELOU, M., NION, J., PARIS, F., ROBARDET, M., SKEVINGTON, D. & THADEU, D. 1976. L´apport de Graptolites de la Zone à *G. teretiusculus* dans la datation des faunes benthiques lusitano-armoricaines. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 96 (4), 275-281.

HENRY, J.-L. & NION, J. 1970. Nouvelles observations sur quelques Zeliszkellinae et Phacopidellinae de l'Ordovicien de Bretagne. *Lethaia*, 3(3), 213-224.

HENRY, J.-L., NION, J., PARIS, F. & THADEU, D. 1974. Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (serra do Bucaco) et du massif Armoricain: essai de comparaison et signification paleogeographique. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57, 303-345.

HENRY, J.-L. & PHILIPPOT, A. 1968. Nouvelles decouvertes paleontologiques dans l'Ordovician moyen d'Ille-et-Vilaine. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 266, 2187-2189.

HENRY, J.-L., & ROMANO, M. 1978. Le genre *Dionide* Barrande, 1847 (Trilobite) dans l'Ordovicien du Massif Armoricain et du Portugal. *Geobios*, 11(3), 327-343.

HENRY, J.-L. & THADEU, D. 1971. Intérêt stratigraphique et paléogéographique d'un microplancton à Acritarches découvert dans l'Ordovicien de la Serra do Buçaco (Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, série D, 272, 1343-1346.

HENRY, J. L., VIDAL, M. & LACOMBE, L. 1993. Apparition soudaine de *Protolloydolithus* (Trilobita, Trinucleidae) dans l'Ordovicien (Llandeilo) du Massif armoricain: un essai d'interprétation. *Geobios*, 26 (2), 201-206.

HENRY, J.-L., VIZCAÏNO, D. & DESTOMBES, J. 1992. Evolution de l'oeil et hétérochronie chez les Trilobites ordoviciens *Ormathops* Delo 1935 et *Toletanaspis* Rábano 1989 (Dalmanitidae, Zeliszkellinae). *Paläeontologische Zeitschrift*, 66, 277–290.

HERMANN, A.D., HAUPT, B.J., PATZKOWSKY, M.E., SEIDOV, D. & SLINGERLAND, R.L. 2004. Response of Late Ordovician paleoceanography to changes in sea level, continental drift, and atmospheric pCO2: Potential causes for long-term cooling and glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 385-401.

HERRÁNZ ARAÚJO, P.H., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., PIEREN PIDAL, A.P., ROBARDET, M., LANCHA, M.A.S.J., RÁBANO, I. & SARMIENTO, G. 2010. The Ordovician succesion from the western Iberian Ranges (NE Spain) : a review with new data. *INSUGEO, Serie Correlación Geológica*, 17, 417-424.

HICKS, H. 1873. On the Tremadoc rocks in the neighbourhood of St. David's, SouthWales. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 29, 39-52.

HICKS, H. 1875. On the succession of the Ancient Rocks in the vicinity of St. David's, Pembrokeshire. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 31, 167-193.

HINTS, L., PÄRNASTE, H. & GAILITE, L.I. 2012. Hirnantia sagittifera (Brachiopoda) and Mucronaspis mucronata sl (Trilobita) in the Upper Ordovician of the East Baltic: taxonomy and distribution. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61(2), 65.

HOLLOWAY, D.J. 1980. Middle Silurian trilobites from Arkansas and Oklahoma, USA. Part 1. *Palaeontographica Abteilung A*, 170, 1–85.

HOLLOWAY, D.J. 1981. Silurian Dalmanitacean trilobites from North America, and the subfamilies Dalmanitinae and Synphoriinae. *Palaeontology*, 24(4), 695-731.

HOLLOWAY, D.J. 2007. The trilobite Protostygina and the composition of the Styginidae, with two new genera. *Paläontologische Zeitschrift*, 81(1), 1.

HOLLOWAY, D.J. & LANE, P.D. 2012. Scutelluid trilobites from the Silurian of New South Wales. *Palaeontology*, 55,413–490.

HOLM, G. 1882. De Svenska arterna af Trilobitslägtet *Illaenus* (Dalman). *Bihang till Kungliga svenska Vetenskapsakademiens handlingar* 7(3), 1–148.

HOLM, G. 1886. Illaeniden. *In* SCHMIDT, F. (eds) *Revision der Ostbaltischen silurischen Trilobiten*. Mémoires de l'Académie impériale des Sciences de St. Pétersbourgh 7(33).

HOMMEY, J. & CANEL, C. 1899. Notice géologique sur le canton de Sées. *Bulletin de la Sociètè géologique de Normandie*, 18, 62-91.

HORNÝ, R.J. 1997. Ordovician Tergomya and Gastropoda of the Anti-Atlas (Morocco). *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B, Natural History*, 53 (3-4): 37-78.

HORNÝ, R.J., & BASTL, F. 1970. *Type specimens of fossils in the National Museum. Prague, I. Trilobita*, 356 pp. Museum of Natural History, Praha.

HUGHES, C.P. 1971. The Ordovician Trilobite Faunas of the Builth-Llandrindod Inlier, Central Wales. Part II. *Bulletin of the British Museum of Natural History, Geology Series*, 20: 117-182.

HUGHES, C.P. 1979. The Ordovician trilobite faunas of the Builth-Llandrindod inlier, central Wales. Part III. *Bulletin of the British Museum of Natural History, Geology Series*, 32, 109-181.

HUGHES, CP., J.K. INGHAM, & R. ADDISON 1975. The morphology, classification and evolution of the Trinucleidae (Trilobita*). Philosophical transactions of the Royal Society of London [B]*, 272, 537-604.

HUGHES, H.E. 2010. *Palaeobiology of Silurian Trilobites from North Greenland*, 374 pp. PhD Thesis, The University of Birmingham. Birmingham, United Kingdom.

HUGHES, N.C. 1970. Statistical analysis and presentation of trinucleid (Trilobita) fringe data. *Palaeontology,* 13, 1-9.

HUGHES, N.C. 2003. Trilobite body patterning and the evolution of arthropod tagmosis. *Bioessays*, 25, 386–95

HUPE, P. 1953. Classification des Trilobites. *Annales de Paléontologie*, 39, 61-168.

HUPE, P. 1954. Classification des trilobites. *Annales de Paleontologie*, 39, 61–168.

HUPE, P. 1955. Classification des trilobites. *Annales de Paléontologie*, 41, 91-325.

INGHAM, J.K. 1970. The Upper Ordovician trilobites from the Cautley and Dent districts of Westmoreland and Yorkshire. Part I. *Palaeontographica Society (Monographs)*, 526(124), 1-58.

INGHAM, J.K. 1977. A monograph of the Upper Ordovician trilobites from the Cautley and Dent districts of Westmorland and Yorkshire. Part III. *Palaeontographica Society (Monographs)*, 546(130), 19-27.

JAANUSSON, V. 1957. Unterordovizicshe lllaeniden aus Skandinavien. *Bulletin of the Geological lnstitutions of the University of Uppsala*, 38, 79–165.

JAANUSSON, V. 1954. Zur Morphologie und Taxonomie der Illaeniden. *Arkiv för Mineralogich Geologi*, 1, 545–80.

JAANUSSON, V. 1959. Family Illaenidae Hawle & Corda, 1847, 372–376. *In* MOORE, R.C. (eds) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part O. Arthropoda 1.* Geological Society of America & University of Kansas Press, Lawrence

JACINTO, A. 2015. *Equinodermos del Ordovícico Superior de Portugal*, 53 pp. Tese de Mestrado, Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

JAEGER, H. & ROBARDET, M. 1979. Le Silurien et le Dévonien basal dans le Nord de la Province de Séville (Espagne). *Géobios*, 12, 687-714.

JELL, P.A. 1985. Tremadoc trilobites of the Digger Island Formation, Waratah Bay, Victoria. *Memoirs of the Museum of Victoria*, 46(1-2), 53-88.

JELL, P.A. & ADRAIN, J.M. 2002. Available generic names for trilobites. *Memoirs of the Queensland Museum*, *48*, 331–553.

JI, Z. 1986. Upper Ordovician (middle Caradoc – early Ashgill) trilobites from the Pagoda Formation in South China. *Professional Papers of Stratigraphy and Palaeontology*, *15*, 1–39. [Em Chinês].

JONES, T.R. & WOODWARD, H. 1898. Amonograph of the Palaeozoic Phyllopoda (Phyllocarida, Packard). Part3. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 125-176.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. 1974. *Memória Explicativa del Mapa Tectonico de la Peninsula Iberica y Baleares.* Instituto Geológico y Minero de España, 113 pp.

JULIVERT, M. & MARTÍNEZ, F.J. 1983. Estrutura de conjunto y visíon global de la Cordillera Herciniana, 612-630. *In* Comba, J.A (Coord.), *Geologia de España.* Libro Jubilar de J. M. Rios. Tomo I, Instituto Geológico y Minero España, Madrid.

KAESLER, R. L. 1997. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part O, Arthropoda 1, Trilobita, Revised, volume 1*. Geological Society of America and University of Kansas Press, Lawrence, 530 pp.

KARIM, T.S. 2008. Olenid-dominated trilobite fauna from the Shallow Bay Formation (Cow Head Group), Cambrian–Ordovician boundary interval, western Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 45(4), 407-425.

KERFORNE, F. 1900. Description de trois nouveaux trilobites de 1'Ordovicien de Bretagne. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(28),783-791.

KERFORNE, F. 1901. *Étude de la région silurique occidentale de la presqu'île de Crozon*, 234pp. PhD thesis, Universitée de Rénnes, France.

KIELAN, Z. 1960. Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Palaeontologia Polonica*, 11, 1-198.

KLENINA, L.N., NIKITIN, I.F. & POPOV, L.E. 1984. *Brachiopods and Biostratigraphy of the Middle and Upper Ordovician of the Chinghiz Ranges*. Nauka, Alma-Ata, 196 pp. [Em Russo].

KLIKUSHIN, V., EVDOKIMOV, A. & PILIPYUK, A., 2009. *Ordovician Trilobites of the St. Petersburg Region, Russia*, 541pp. Petersburg Paleontological Laboratory/Griffon Enterprises Inc., St. Petersburg.

KLOUČEK, C. 1916. O vrstvách D1γ, jich trilobitech a nalezištích. *Rozpravy České Akademie Věd a Uměni*, 25(39), 1-21.

KOBAYASHI, T. 1935. The Cambro ± Ordovician formations and faunas of South Chosen. Paleont., Pt. III: Cambrian faunas of South Chosen with special study on the Cambrian trilobite genera and families. *Same*, 4(2), 49-344.

KOBAYASHI, T. 1936. Three contributions to the Cambro-Ordovician faunas. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 13, 163-184.

KOBAYASHI, T. 1951. On the Ordovician trilobites in central China. *Journal of the Faculty of Science of the Imperial University of Tokyo, section 2: Geology*, 8(1), 1–87.

KOBAYASHI, T. 1955. The Ordovician fossils of the McKay Group in British Columbia western Canada, with a note on the early Ordovician palaeogeography. *Journal of the Faculty of Science, Tokyo University*, 2(9), 355-493.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. 1964. Contributions to the Geology and Palaeontology of southeast Asia. XIII. On a new Malayan species of *Dalamanitina*. *Japanese Journal of Geology and Geography*, 35(2-4), 101-113.

KOBAYASHI, T. & HAMADA, T. 1974. Silurian trilobites of Japan. In comparison with Asian, Pacific and other faunas. *Palaeontological Society of Japan, Special Papers*, 18, 155 pp.

KOCH, L. & LEMKE, L. 2000. Seltene Trilobiten-Arten aus dem Ordovizium des Ebbe-Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 10, 513–544.

KOCH, L. & LEMKE, U. 1995. Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rheinisches Schiefergebirge), Teil 1. *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 39, 15-55.

KOCH, L. & LEMKE, U. 1996. Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rheinisches Schiefergebirge), Teil 2. *Geologie und Paläontologie in Westfalen*, 42, 27–59.

KOCH, L., LEMKE, U., SCHÖLLMANN, L., KOCH, L., MUTTERLOSE, J., SCHOLZ, A. & SCHUBERT, S. 2011. *Neue Trilobiten-Funde aus dem Ordovizium des Ebbe-Sattels (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland)*, 80pp. Landschaftsverband Westfalen-Lippe.

KOLB, S. 1978. *Erläuterung zur geologischen Kartierung des Gebietes S Cerveruela in den östlichen Iberischen Ketten (NE-Spanien)*. PhD thesis, Paläontologisches Institut der Universität Würzburg.

KOLOBOVA, I.M. 1978. Klass Trilobita, 126–144. *In* SOKOLOV, B.S. & YOLKIN, E.A (eds) *Progranichnye sloi ordovika i silura Altae-Sayanskoj oblasti i Tyan-Shanya*. Trudy Instituta Geologii i Geofiziki, Sibirskoe Otdelenie, Akademiya Nauk SSSR 397 [Em Russo].

KOROLEVA, M.N. 1959. Novyerody trilobitov iz srednego i verchnego ordovika severnogo Kasachstana. *Doklady Akademii nauk SSSR*, 124(6), 1313-1316.

KŘÍŽ, J. & PEK, I. 1972. New Nobiliasaphus (Trilobita) in the Llanvirn of Bohemia. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 47, 165-167.

KŘÍŽ, J. & PEK, I. 1974. Dysplanus, Nobiliasaphus and Petrbokia (frilobita) in the Llandeilo of Bohemia. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 49, 19-27.

KUMMEROW, E. 1927. Beiträge zur Kenntnis der Fauna und der Herkunft der Diluvialgeschiebe. *Jahrbuch der Preu-Bischen geologischen Landesanstalt*, 48(1), 1-59.

LADD, H.S. 1928. *The stratigraphy and paleontology of the Maquoketa Shale of Iowa. Part I*. Iowa Geological Survey 34 (Annual Report, 1928), 305–448.

LAMONT, A. 1935. The Drummuck Group, Girvan, a stratigraphical revision with descriptions of new fossils from the lower part of the group. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 19, 288-334.

LAMONT, A. 1949. New species of Calymenidae from Scotland and Ireland. *Geological Magazine of Hertford*, 86, 313-323.

LANDMAN, N.H., FRAAIJE, R.H.B., KLOFAK, S.M., LARSON, N.L., BISHOP, G.A. & KRUTA, I. 2014. Inquilinism of a baculite by a dynomenid crab from the Upper Cretaceous of South Dakota, USA. *American Museum Novitates*, 3818, 1–16.

LANE, P.D. 1971. British Cheiruridae (Trilobitae). *Monographs of the Palaeontographical Society, London.*, 530(125), 1-95.

LANE, P.D. & THOMAS, A.T. 1983. A review of the trilobite suborder Scutelluina. *Special Papers in Palaeontology*, 30, 141-160.

LAUFELD, S. 1967. Caradocian Chitinozoa from Dalarna, Sweden. *Geologiska foreningens i stockholm forhandlingar*, 89, 275-349.

LEBRUN, P. 1994. Les Onnia ordoviciens (Trinucléïdés, Trilobites) du Massif Armoricain. *Minéraux & Fossiles*, 224, 7-20.

LEBRUN, P. 1995. Trilobites: anatomie, écologie, classification, gisements. *Mineraux & Fossiles*, 2, 1-103.

LEBRUN, P. 2002. Trilobites de France. Tome 1. Généralités sur les trilobites, Massif armoricain (Bretagne, Normandie, Vendée). *Minéraux & Fossiles*, 14, 1–132.

LEBRUN, P., CATTO, P., GUILLOU, C. & COURVILLE, P. 2010. Les trilobites de l'Ordovicien moyen du synclinorium de Martigné-Ferchaud, Ille-et-Vilaine. *Fossiles*, 1, 31-44.

LEE, D.C. 2013. Late Ordovician trilobites from the Xiazhen Formation in Zhuzhai, Jiangxi Province, China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 58(4), 855-882.

LEGRAND, P. 2011. On the Katian/Hirnantian boundary. application on the north-African border of Gondwana, 287–294. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO, D. (eds) *Ordovician of the World.* Cuadernos del Museo Geominero 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain.

LEITÃO, V. 2004. Assentar a Primeira Pedra: As primeiras Comissões Geológicas Portuguesas (1848-1868), 446 pp. PhD Thesis, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade Nova de Lisboa.

LEMEUR, Y., 2007. Panderia beaumonti (Rouault, 1847). Quelques exemplaires de Traveusot en Guichen (I & V). http://www.geowiki.fr/index.php?title=Panderia_beaumonti (consultado em 24/03/2014).

LEONE, F., HAMMANN, W., LASKE, R., SERPAGLI, E. & VILLAS, E. 1991. Lithostratigraphic units and biostratigraphy of the post-sardic Ordovician sequence in south-west Sardinia. *Bolletino della Società Paleontologica Italiana*, 30 (2), 201-235.

LESPÉRANCE, P.J. 1968. Ordovician and Silurian trilobite faunas of the White Head Formation, Percé region, Québec. *Journal of Paleontology*, 42(3), 811-826.

LESPÉRANCE, P.J. 1974. The Hirnantian fauna of the Perce area (Quebec) and the Ordovician-Silurian boundary. *American Journal of Science*, 274(1), 10-30.

LESPÉRANCE, P.J. 1988. Trilobites. *In:* COCKS L.R.M. & RICKARDS, R.B. (eds) *A global analysis of the Ordovician-Silurian boundary*. Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series, 43: 359-376.

LESPÉRANCE, P.J. & SHEEHAN, P.M. 1987. Trilobites et brachiopodes Ashgilliens (Ordovicien supérieur) de l'«Assise» de Fosse, bande de Sambre-Meuse (Belgique). *Bulletin-Institut royal des sciences naturelles de Belgique. Sciences de la terre*, *57*, 91-123.

LI, Y., SONG, L., ZHOU, Z. & YANG, J. 1975. *Early Palaeozoic stratigraphy of western section of Daba Mountain.* Earth Sciences Publishing House, Beijing, 372 pp. [Em Chinês].

LIANG, Y., ZHAN, R. & JIN, J. 2014. The oldest known occurrence of the Foliomena fauna in the uppermost Darriwilian (Middle Ordovician) of South China. *Lethaia*, 47, 432–436.

LIEBERMAN, B.S. & KARIM, T.S. 2010. Tracing the trilobite tree from the root to the tips: a model marriage of fossils and phylogeny. *Arthropod Structure & Development*, 39, 111–123.

LIN, H.L. 2008. Early Cambrian (Chiungchussuan, Tsanglangpuan and Lungwangmiaoan). Chapter 3, 36–76. *In* ZHOU, Z. & ZHEN, Y. (eds) *Trilobite Record of China*. 401 pp. Science Press, Beijing.

LIN, T. & HAN, N. 1986. Middle Ordovician trilobites from Yenwashan Formation of Jiangshan, W. Zhejiang. *Acta Palaeontologica Sinica*, 25(2) 149-154.

LIÑAN, E. & GOZALO, R. 2008. Cryptopalaeontology: magical descriptions of trilobites about two thousand years before scientific references. *In* RÁBANO, I., GOZALO, R. AND GARCÍA–BELLIDO, D. (eds.), Advances in Trilobite Research, *Cuadernos del Museo Geominero*, 9, 237-240.

LINDSTRÖM, M., RACHEBOEUF, P.R. & HENRY, J.L. 1974. Ordovician Conodonts from the Postolonnec Formation (Crozon Peninsula, Massif Armoricain) and their stratigraphic significance. Geologica et Palaeontologica, 8, 15-28.

LOI, A., GHIENNE, J.F., DABARD, M.P., PARIS, F., BOTQUELEN, A., CHRIST, N., ELAOUAD-DEBBAJ, Z., GORINI, A., VIDAL, M., VIDET, B. & DESTOMBES, J. 2010. The Late Ordovician glacio-eustatic record from a high-latitude storm–dominated shelf succession: The Bou Ingarf section (Anti-Atlas, Southern Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296, 332–358.

LOMAS MARTÍN, J.C 2009. Guía de trilobites del Ordovícico Medio de Castilla-La Mancha y Extremadura. *Monografías de la Asociación Paleontológica Nautilus*, 1, 169-175.

LOPES, G., VAZ, N., SEQUEIRA, A.J.D., PIÇARRA, J.M., FERNANDES, P. & PEREIRA, Z. 2011. New insights on the Hirnantian palynostratigraphy of the Rio Ceira Section, Buçaco, Portugal, 319-325. *In* J.C. GUTIÉRREZ-MARCO, I. RÁBANO, D. GARCÍA-BELLIDO (Eds.). Ordovician of the World. *Cuadernos del Museu Geominero*, 14.

LÓPEZ M., F.J., MURCIEGO, A. & LÓPEZ-PLAZA, M. 2007. Silurian/Ordovician asymmetrical sill-like bodies from La Codosera syncline, W Spain: A case of tholeiitic partial melts emplaced in a single magma pulse and derived from metasomatized mantle source. *Lithos*, 96, 567-590.

LÓPEZ, M. & ROMAN, J. 1981. El Ordovícico Medio en el Area de Cabo Peñas, Correlación con Cabo Vídrias (Asturias, N. de España). *Cuadernos del laboratorio xeolóxico de Laxe*, 2, 175-183.

LÓPEZ-SORIANO, F.J. & CORBACHO, J. 2012. A new species of Symphysops from the Upper Ordovician of Morocco. *Batalleria*, 17, 3-12.

LOTZE, F. 1945. *Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotkt. Forsch., 6, 78-92.

LU, Y. 1957. Trilobita. 249–294. *In* Institute of Palaeontology, Academia Sinica (eds) *Index fossils of China. Invertebrates*, 3, 175–320. Beijing. [Em Chinês].

LU, Y. 1975. Ordovician trilobite faunas of central and south eastern China. *Palaeontologia Sinica*, 152**(**11), 1-484.

LU, Y. & CHANG W. 1974. *A handbook of Stratigraphy and Palaeontology in Southwest China.* Beijing, 454 pp.

LU, Y. & ZHOU, Z. 1979. Systematic position and phylogeny of *Hammatocnemis* (Trilobita). *Acta Palaeontologica Sinica*, 18(5), 415-434. [Em Chinês].

LU, Y. & ZHOU, Z. 1981. Early Upper Ordovician trilobites from the Nanjing Hills. *Bulletin of the Najing Institute of Geology and Paleontology*, 3, 1-27. [Em Chinês].

LU, Y.H., CHU, C.L., CHIEN, Y.Y., ZHOU, Z.Y., CHEN, J.Y., LIU, G.W. & XU, H.K. 1976. *Ordovician biostratigraphy and palaeozoogeography of China*. Memoirs of the Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, 83pp. Academia Sinica.

LUDVIGSEN, R. 1977. The Ordovician trilobite Ceraurinus Barton in North America. *Journal of Paleontology*, 51(5), 959-972.

LUDVIGSEN, R. 1978. Middle Ordovician trilobite Biofacies, Southern Mackenzie Mountains, 1-37. *In* STELCK, C.R. & CHATTERTON, B.O.E. (eds.), Western and Arctic Canadian Biostratigraphy, The Geological Association of Canada, Special Paper 18.

LUDVIGSEN, R. & CHATTERTON, B.D.E. 1980. The ontogeny of Failleana and the origin of the Bumastinae (Trilobita). *Geological Magazine*, 117(5), 471-478.

M'COY, F. 1846. *A synopsis of the Silurian fossils of Ireland collected from the several districts by Richard Griffith*, 72 pp. MH Gill, Dublin.

M'COY, F. 1849. On the classification of some British fossil Crustacea with notices of new forms in the university collection at Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, 2: 392–414.

M'COY, F. 1851. On some new Cambro-Silurian Fossils. *Journal of Natural History*, 8(47), 387-409.

MACHADO E COSTA, A.A.O. 1937. Escola Politécnica de Lisboa - o Museu Mineralógico e Geológico. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 3, 5-60.

MACHADO, S.L.B. 1997. *Partição da deformação na região de Portalegre*, 91 pp. Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.

MAEDA, H. 1991. Sheltered preservation: a peculiar mode of ammonite occurrence in the Cretaceous Yezo Group, Hokkaido, Japan. *Lethaia*, 24, 69– 82.

MAKSIMOVA, Z.A. 1955. Trilobity srednego i verchnego devona Urala i severnych Mugodzar. *VSEGEI, N.S.* 3, 1-263.

MALLADA, L. 1875. Sinopsis de las especíes fósiles que se han encontrado en España. *Bolletim de Campo, Mapa Geológico de Expaña*, 2, 160.

MALLADA, L. 1878. *Descripción física y geológica de la provincia de Huesca*, 439pp. Imprenta y Fundición De Manuel Tello. Madrid.

MALLET, J. 2001. The speciation revolution. *Journal of Evolutionary Biology*, 14(6), 887-888.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. 1985. Estratigrafia y estructura del Domo e Lugo (sector oeste de la Zona Asturoccidental-Leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae (2ª serie)*, 2, 291 pp.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. 1990. A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 253-272.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., 2011, Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics?. *Terra Nova*, 23, 241–247.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA, F., GÓMEZ-BARREIRO, J., GONZÁLEZ CUADRA, P., ABATI, J., CASTIÑEIRAS, P., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., SÁNCHEZ MARTÍNEZ, S., ANDONAEGUI, P., GÓNZALEZ CLAVIJO, E., DÍEZ MONTES, A., RUBIO PASCUAL, F.J. & VALLE AGUADO, B. 2007. Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif. Implications for the comprehension of the Variscan belt. *In* HATCHER, R.D., JR., CARLSON, M.P., MCBRIDE, J.H. & MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Eds.), *4-D framework of continental crust*. Geological Society of America Memoir, 200.

MARTÍNEZ CATALÁN, J.R., MARTÍNEZ POYATOS, D. & BEA, F. 2004. Zona Centro Ibérica. *In* VERA, J.A. (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 68-133.

MASSA, D. & BOURROUILH, R. 2000. Upper Ordovician carbonate mud-mound of northern Ghadamis Basin, Libya: a review. *Sedimentary Basins of Libya. Abstracts Second Symposium Geology of Northwest Libya*, Trípoli, p. 63.

MATTE, H. 1907. Essai sur la stratigraphie du basin silurique de Mortain (Manche). *Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie*, [5] 10, 136-194.

MATTHEWS, S.C. 1973. Notes on open nomenclature and on synonymy lists. *Paleontology*, 16(4), 713-719.

MAYR, E. 1942. *Systematics and the origin of species, from the viewpoint of a zoologist*, 334pp. Harvard University Press. New York.

MAYR, E. 1970. *Populations, species, and evolution: an abridgment of animal species and evolution*, 453 pp. Harvard University Press. New York.

MAYR, E. 1974. *Populations, espèces et evolution*, 496 pp. Paris, Hermann.

MCNAMARA, K. J. 1979. Trilobites from the Coniston Limestone Group (Ashgill Series) of the Lake District, England. *Palaeontology*, 22, 53-92.

MCNAMARA, K.J. & RUDKIN, D.M. 1984. Techniques of trilobite exuviation. *Lethaia*,17, 153-173.

MCNAMARA, K.J. 1986. A Guide to the Nomenclature of Heterochrony. *Journal of Palaeontology*, 60(1), 4–13.

MEDEIROS, A.C. 1945. Contribuição para o estudo do Paleozóico da margem direita do Douro (região da Varziela, Gondomar). *Estudos, notas e trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, 1 (1-2), 39-61.

MEDEIROS, A.C., PEREIRA, E. & MOREIRA, A. 1980. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 9-D (Penafiel)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 pp.

MEDEIROS, A.C., PILAR, L. & FERNANDES, A.P. 1964. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 13-B (Castelo de Paiva)*. Serviços Geológicos de Portugal, 58 pp.

MEDINA, J., SEQUEIRA, A. SILVA, F., OLIVEIRA, J.T. & RODRIGUEZ ALONSO, M.D. 1998. O complexo Xiso-Grauvaquico (CXG) da região de V.N. de Poiares-Arganil-Mortagua. *In* J.T. OLIVEIRA, R.P. DIAS (Eds.), *Livro Guia das Excursões, V Congresso Nacional de Geologia*, Lisboa, 137-158.

MEEK, F. B. & WORTHEN, A. H. 1866. Contributions to the palaeontology of Illinois and other western states. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 18, 251-275.

MEIRELES, C.A.P. 2011. *Litostratigrafia do Paleozóico do Sector a Nordeste de Bragança (Trás-os-Montes)*, 468 pp. PhD thesis, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

MEIRELES, C.A.P. 2013. Litoestratigrafia do Paleozóico do sector a nordeste de Bragança (Trás-os-Montes). *Série Nova Terra*, 42, 1-471.

MEIRELES, C., PEREIRA, E., FERREIRA, N. & CASTRO, P. 2006b. O Ordovícico da Serra da Marofa: Novos Dados Litoestratigráficos e Estruturais, 641-644. *In* J. Mirão, A. Balbino (Coord.), *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologi*a, 2.

MEIRELES, C., RIBEIRO, A. & PEREIRA, E. 1995. Contribuições para o conhecimento da litoestratigrafia e da tectónica do Paleozóico a norte de Bragança. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4, 349-353.

MEIRELES, C., SÁ, A.A., PIÇARRA, J.M. & CLAVIJO, E.G. 2006a. Novos avanços no conhecimento do limite Ordovícico-Silúrico na região de Trás-os-Montes (NE Portugal). *In* J. MIRÃO & A. BALBINO (Coord.). *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, 2, 645-648.

MELLADO, M.T. & THADEU, D. 1947. Trilobites do Devónico Inferior português. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 28, 265-296.

MÉLOU, M. 1975. Le genre *Heterorthina* (Brachiopoda, Orthida) dans la formation des Schistes de Postolonnec. (Ordovicien), Finistère, France. *Geobios*, 8 (3), 191-208.

MELOU, M. 1987. Découverte de Hirnantia sagittifera (M'Coy, 1851) (Orthida, Brachiopoda) dans l'Ordovicien supérieur (Ashgillien) de l'extrémité occidentale du Massif Armoricain. *Geobios*, 20(5), 679–685.

MELOU, M. 1990. Brachiopodes articulés de la coupe de l'île de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des Tufs et calcaires de Rosan (Caradoc–Ashgill). *Geobios*, 23(5), 539–579.

MELOU, M., OULEBSIR, L. & PARIS, F. 1999. Brachiopodes et chitinozoaires ordoviciens dans le NE du Sahara algérien: Implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Géobios*, 32, 823–839.

MENEGHINI, G. 1880. Nuovi fossili siluriani di Sardegna. *Atti della Reale Academia Nazionale dei Lincei, Memorie della Classe di Sscience fisiche, mathematische e naturali*, 5(3), 209-219.

MERGL, M. 1984. Fauna of the Upper Tremadocian of central Bohemia. Sborník geologických věd, *Paleontologie*, 26, 9-46.

MERGL, M. 2006. Tremadocian trilobites of the Prague Basin, Czech Republic. *Acta Musei Nationalis Pragae, Series B, Historia Naturalis*, 62(1-2), 1-70.

MERGL, M. 2011. Faunal turnover near the Katian/Hirnantian boundary in the Prague Basin (Czech Republic), 359–366. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO, D. (eds)

Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

MERGL, M. 2014. Odontopleurid trilobites of the Katian/Hirnantian boundary interval in the Prague Basin (Bohemia). *Bulletin of Geosciences,* 89(2), 401-412.

MERGL, M. & BUDIL, P. 2011 Unikátní zachování exoskeletonů trilobitů v řevnických křemencích (libeňské souvrství, ordovik) z Ejpovic na Rokycansku. *Zprávy o geologických výzkumech v roce*, 43, 109–112.

MERGL, M. & KOZÁK, V. 2016. The effaced Ordovician trilobite *Svobodapeltis* and the earliest history of illaenimorph trilobites in the Ordovician of the Prague Basin (Bohemia). *Bulletin of Geosciences*, 91(1), 155–168

METODIEV, D. & ROMAO, J. 2008. Novos dados sobre a estrutura em sinclinal complexo de Vila Velha de Rodão (bordo SW da Zona Centro-Ibérica). *In* H. SANT'OVAIA, A. DÓRIA, M. DOS A. RIBEIRO (Eds.), 8º Conferência Anual do GGET, Porto, Resumos alargados. *Memórias do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 13, 30-34.

METODIEV, D., ROMÃO, J., DIAS, R. & RIBEIRO, A. 2009. Sinclinal de Vila Velha de Ródão (Zona Centro-Ibérica, Portugal): litostratigrafia, estrutura e modelo de evolução da tectónica Varisca. *Comunicações Geológicas,* 96, 5-17.

METODIEV, D., ROMÃO, J., DIAS, R. & RIBEIRO, A. 2010. Sinclinal Varisco de Serra do Moradal-Fajão (Zona Centro-Ibérica, Portugal Central): padrões estratigráficos e estruturais. *E-Terra*, 11 (1), 1-4.

MIKULIC, D.G. 1981. Trilobites in Palaeozoic carbonate build-ups. Lethaia, 14, 45-56.

MIKULIC, D.G. 1990. The arthropod fossil record: biologic and taphonomic controls on its composition, 1-23. *In* CULVER, S.J. (Ed.), *Short Courses in Paleontology,* 3.

MIKULIC, D.G. 1994. Sheltered molting by trilobites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 26(5), 55.

MILLER, J., & CLARKSON, E.N.K. 1980. The postecdysial development of the cuticle and the eye of the Devonian trilobite Phacops rana milleriStewart 1927. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London (series B)*, 288:461–480.

MILNE-EDWARDS, H. 1840. *Histoire naturelle des Crustaces, comprenant l'anatomie, la physiologie et la classification de ces animaux.* Volume 3, 285-346, Paris.

MITCHELL, W.I. 1974. An outline of the stratigraphy and palaeontology of the Ordovician rocks of Central Portugal. *Geological Magazine*, 111, 385–396.

MONEGATTI, P. & RAFFI, S. 2007. Mediterranean-middle eastern Atlantic façade: molluscan biogeography and ecobiostratigraphy throughout the late Neogene. *Açoreana*, Supl. 5, 126-139.

MONTESINOS LÓPEZ, J.R. 1981. El Ordovícico Medio en el área de Cabo Peñas, correlación con Cabo Vídrias (Asturias, N. de España). *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2(1), 175-183.

MOORE, R.C. 1959. *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part O. Arthropoda 1*. Geological Society of America, University of Kansas Press, 59, 1-560.

MORAL GONZÁLEZ, B. 2008. *Conodontos y microfacies del Ordovícico superior de la Cordillera Ibérica y Sierra Morena oriental*, 447 pp.. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid.

MORAVEC, J. 1986. New trilobites from the Šárka and Dobrotivá Formations in the western part of the Barrandian area. *Věstník Ústředního ústavu Geologického*, 61(6), 367-370.

MORAVEC, J. 1990. Three new placopariid trilobites from the Bohemian Ordovician. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 65(2), 75-80.

MORAVEC, J.K. 2004. Plzeňská Čilina u Ejpovic, lokalita nového společenstva s Cilinella svobodai (Havlíček, 1951), (Brachiopoda) v řevnických křemencích libeňského souvrství. *Zprávy o geologických výzkumech v roce*, 3, 87-88.

MOREIRA, J.R.S. 2001. *O Trabalho de campo em Geologia com alunos do 11º ano - uma perspectiva inovadora: Da construção de materiais à aprendizagem dos alunos: Estudo na área de Valongo,* 211 pp. Tese de Mestrado, Faculdade de Ciências da Universidade do Porto.

MORIERE, J. 1885. Note sur quelques trilobites de l'étage du grès de May. *Extrait du Bulletin de la Société Linnéenne de Normandie,* 3(9), 1-15.

MORRIS, S.F. 1988. A review of British trilobites, including a synoptic revision of Salter's monograph. *Palaeontographical Society Monographs*, 574(140), 316 pp.

MURCHISON, R.I. 1839. *The Silurian System, Founded on Geological Researches in the Counties of Salop, Hereford, Radnor, Montgomery, Caermarthen, Brecon, Pembroke, Monmouth, Gloucester, Worcester, and Stafford: With Descriptions of the Coalfields and Overlying Formations (Vol. 1)*, 786pp. Murray. London.

NIELSEN, A.T. 1995. Trilobite systematics, biostratigraphy and palaeoecology of the Lower Ordovician Komstad Limestone and Huk Formations, southern Scandinavia. *Fossils and Strata*, 38, 1-374.

NIESZKOWSKI, J. 1857. Versuch einer Monographie der in den silurischen Schichten der Ostseeprovinzen vorkommenden Trilobiten. *Archiv für die Naturkunde Liv-, Ehst-und Kurlands*, (1)1, 517-626.

NIXON, K.C. & WHEELER, Q.D. 1990. An amplification of the phylogenetic species concept. *Cladistics*, 6(3), 211-223.

NOVÁK, O. 1883. Zur Kenntnis der böhmischen Trilobiten. *Beiträge zur Paläontologie Österreich - Ungarns und des Orients*, 3(1/2), 23-63.

NOVÁK, O. 1885. Studien an Hypostomen Böhmischer Trilobiten Nr. II. *Sitzungberichte der Königlichen Böhmischen Gesellschaft der Wissenschaften*, 84, 212-229.

NYSAETHER, E., TORSVIK, T. H., FEIST, R., WALDER-HAUG, H. J. & EIDE, E. A. 2002. Ordovician palaeogeography with new palaeomagnetic data from the Montagne Noire (Southern France). *Earth and Planetary Science Letters*, 203, 329–341.

OEHLERT, D.P. 1895. Sur les Trinucleus de l'Ouest de la France. *Bulletin de la société géologique de France*, 3(23), 299-336.

OEHLERT, D.V. 1886. Étude sur quelques trilobites du groupe desProetidae. *Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Angers N.S.*, 15, 1-23.

OLIN, E. 1906. Om de Chasmopskalken ochTrinucleus skiffern motsvarande bildningarne i Skåne. *Lunds Universitets Årsskrift, N.F. Afhandlingar*, 22(3), 1-79.

OLIVEIRA. J.T., PEREIRA, E., PIÇARRA, J.M., YOUNG, T. & ROMANO, M. 1992. O Paleozóico Inferior de Portugal: síntese da estratigrafia e da evolução paleogeográfica, 359-375. *In* J. C. GUTIÉRREZ-MARCO, J. SAAVEDRA, I. RÁBANO (Eds.), *Paleozóico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura.

ÖPIK, A. 1927. Beiträge zur Kenntnis der Kukruse-(C2)-Stufe in Esti II. *Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis,* AXII, 1–69.

ÖPIK, A.A. 1937. Trilobiten aus Estland. *Acta et Commentationes Universitatis Tartuensis (Dorpatensis) A*, 32(3), 1-163.

OSMÓLSKA, H. 1963. On some Famennian Phacopinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains (Poland). Acta Paleontologica Polonica, 8(4), 495-523.

OWEN, A.W. 1977. *Upper Ordovician stratigraphy and trilobite faunas of the Oslo region, with special reference to Hadeland and Ringerike*, 512 pp. PhD thesis, University of Glasgow. Scotland.

OWEN, A.W. 1985. Trilobite abnormalities. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 76(2-3), 255-272.

OWEN, A. W. 2007. Trilobite diversity in Avalonia prior to the end Ordovician extinction. the peak before the trough. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 264.271.

OWEN A.W. & INGHAM J.K. 1988. The stratigraphical distribution and taxonomy of the Trilobite Onnia in the type Onnian stage of the uppermost Caradoc. *Palaeontology*, 31(3), 829-855.

OWEN, A. W. & INGHAM, J. K. 1996. Trilobites. In Fossils of the Upper Ordovician, 138-173. *In* HARPER, D.A.T. & OWEN, A.W. (eds) *Field Guide to Fossils 7*. Palaeontological Association London.

OWEN, A. W., HARPER, D. A. T. & JIA-YU, R. 1991. Hirnantian trilobites and brachiopods in space and time, 179–190. *In* BARNES, C.R. & WILLIAMS, S.H. (eds.), *Advances in Ordovician Geology*, Geological Survey of Canada, Paper 90-9.

OWEN, A.W. & ROMANO, M. 2011. Deep shelf trilobite biofacies from the upper Katian (Upper Ordovician) of the Grangegeeth Terrane, eastern Ireland. *Geological Journal*, 46(5), 416-426.

OWENS, R.M. 1981. The Ordovician proetacean trilobite *Rorringtonia*. *Geological Magazine*, 18(1), 89-94.

OWENS, R.M. & HAMMANN, W. 1990. Proetide trilobites from the. Cystoid Limestone (Ashgill) of NW Spain, and the suprageneric classification of related forms. *Paläontologische Zeitschrift*, 64(3/4), 221-244.

OWENS, R.M. & SERVAIS, T. 2007. The Ordovician of the Condroz Ridge, Belgium. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 245, 272–294.

OWENS, R.M. & THOMAS, A.T. 1975. *Radnoria*, a new Silurian proetacean trilobite, and the origins of the Brachymetopidae. *Palaeontology*, 18, 809-822.

PARIS, F. 1979. Les chitinozoaires de la Formation de Louredo, Ordovicien Supérieur du synclinal do Buçaco (Portugal). *Palaeontographica Abteilung A*, 164 (1-3), 24-51.

PARIS, F. 1981. Les chitinozoaires dans le Paléozoique du sudouest de l'Europe. *Mémoire de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne*, 26, 1-496.

PARIS, F. 1990. The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66, 181-209.

PARIS, F. & ROBARDET, M. 1977. Paléogéographie et relations ibéro-armoricaines au Paléozoïque anté-Carbonifère. *Bulletin de la Société géologique de France*, 19 (7), 1121–1126.

PARIS, F. & ROBARDET, M. 1990. Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. *Tectonophysics*, 177, 193-213.

PÄRNASTE, H. 2003. The Lower Ordovician trilobite *Krattaspis*: the earliest cyrtometopinid (Cheiruridae) from the Arenig of the East Baltic. *Special Papers in Palaeontology*, 70, 241-257.

PÄRNASTE, H. 2004a. *Early Ordovician trilobites of suborder Cheirurina in Estonia and NW Russia: systematics, evolution and distribution*, 58 pp. PhD Thesis, Faculty of Biology and Geography, University of Tartu.

PÄRNASTE, H. 2004b. Revision of the Ordovician cheirurid trilobite genus Reraspis with the description of the earliest representative. *Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology* 53(2), 125-138.

PÄRNASTE, H. 2008. Xylabion and related genera, 307–312. *In* RÁBANO, I., GOZALO, R. & GARCÍA-BELLIDO, D. (eds) *Advances in trilobite research*. Cuadernos del Museo Geominero, 9. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.

PATERSON, J.A., JAGO, J.B., BROCKG. A. & GEHLING, J.G. 2007. Taphonomy and palaeoecology of the emuellid trilobite *Balcoracania dailyi* (early Cambrian, South Australia): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249, 302–321.

PEERS, S. 1997. *The taxonomy, phylogeny and palaeobiogeography of the trilobite families pliomeridae and encrinuridae: reconstructing the Ordovician world using evolving lineages*, 410 pp. PhD thesis, University of Glasgow. Scotland.

PEK, I. & PROKOP, R. J. 1984. New finds of the agnostid trilobites from the Ordovician of the Prague area (Czechoslovakia). *Casopis Národního Muzea, Paleozoologie*, 153(1) 17- 20.

PEK, I. & VANĚK, J. 1989. *Index of Bohemian trilobites*, 68pp. Krajské vlastivědné muzeum Olomouc.

PELLIZZARI, G., 1913. Fossili Palaeozoici antichi dello Scensi (Cina). *Rivista Italiana di Palaeontologia*, 19, 33-47.

PERCIVAL, I.G. 1979. Ordovician plectambonitacean brachiopods from New South Wales. *Alcheringa* 3, 91–116.

PERDIGÃO, J.C. 1971. O Ordovícico de Fajão, Unhais-o-Velho, Salgueiro do Campo e Penha Garcia. *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Madrid/Lisboa, 2, 525-541.

PERDIGÃO, J.C. 1976. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 21-D (Vale Feitoso)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 11 pp.

PEREIRA, E. & RIBEIRO, A. 1992. Paleozóico. *In* E. PEREIRA (Ed.). *Carta geológica de Portugal na escala de 1/200.000. Notícia explicativa da folha 1*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 9-26.

PEREIRA, E. 1987. *Estudo geológico-estrutural da área de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica*, 274 pp. PhD thesis, Universidade de Lisboa.

PEREIRA, E. 1988. Soco Hercínico da Zona Centro-Ibérica – Evolução geodinâmica. *Geonovas*, 10, 13-35.

PEREIRA, E. 1989. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 10-A (Celorico de Basto).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 53 pp.

PEREIRA, E., GONÇALVES, L.S. & MOREIRA, A. 1980. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 13-D (Oliveira de Azeméis).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 68 pp.

PEREIRA, E., RODRIGUES, J., GONÇALVES, L.S.M., MOREIRA, A. & SILVA, A. F. 2007. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 13-D (Oliveira de Azeméis)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 55 pp.

PEREIRA, M.F. 1999. *Caracterização da estrutura dos domínios setentrionais da Zona de Ossa Morena e seu limite com a Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano,* 115 pp. PhD thesis, Universidade de Évora.

PEREIRA, M.F., SILVA, J.B. & RIBEIRO, C. 2010. The role of bedding in the formation of fault-fold structures, Portalegre-Esperança transpressional shear zone, SW Iberia. *Geological Journal*, 45, 521–35.

PEREIRA, S., PIRES, M., SILVA, C.M. DA, SÁ, A. 2014b. Trilobites da Formação Ribeira da Laje do Berouniano de Mação (Ordovícico Superior, Portugal). *Livro de actas IV CJIG, LEG 2014*, 97-100.

PEREIRA, S., SÁ, A., SILVA, C.M. DA, VAZ, N. 2014c. *Panderia beaumonti* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão do Berouniano médio (Ordovícico Superior, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101 (especial I), 537-541

PEREIRA, S., SÁ, A.A. & MARQUES DA SILVA, C. 2014a. The oldest brachymetopid trilobite record from the Mediterranean region. *New Insights on Ancient Life*, XII Encuentro de Jóvenes Investigadores en Paleontología, Sobrarbe, 43–46.

PEREIRA, S., PIRES, M., SILVA, C.M. & SÁ A. A. 2015a. Una nueva asociación de baja diversidad de trilobites del Berouniense medio de Sardoal (Ordovícico Superior, Portugal). *Current trends in Paleontology and Evolution, XIII EJIP, Cercedilla* 2015, 200-202.

PEREIRA, S., SILVA, C.M. DA, PIRES M. & SÁ, A. 2015b. The oldest brachymetopid trilobite record from the European peri-Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, 90(3), 543–553.

PEREIRA, S., SÁ, A.A., SILVA, C.M. & VAZ, N.M. 2015c. Trilobites of the Chão do Amieiral Formation (middle Berounian, Upper Ordovician) from Moncorvo, Portugal. *V Congresso Jovens Investigadores em Geociências. LEG 2015, Volume, Scientific Programme & Abstracts*, 61-64.

PEREIRA, S., JACINTO, A., SÁ, A.A. & SILVA C.M., 2015d. First report of Upper Ordovician fossils from Vila Velha de Ródão, Portugal: preliminary data. *V Congresso Jovens Investigadores em Geociências. LEG 2015, Volume, Scientific Programme & Abstracts. Novembro 2015. Estremoz*, 69-72.

PEREIRA, S., SILVA, C.M. DA & SÁ, A.A. 2012. Trilobites do Ordovícico Superior de Portugal: estado da arte. *Livro de actas II CJIG, LEG 2012.*

PEREIRA, M. F., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., CHICORRO, M., SOLÁ, A. R., MEDINA, J. & SILVA, J. B. 2012. The provenance of Late Ediacaran and Early Ordovician siliciclastic rocks in the southwest Central Iberian Zone: constraints from detritical zircon data on northern Gondwana margin evolution during the Late Neoproterozoic. *Precambrian Research*, 192-195.

PERNER, J. 1918. Trilobiti pásma D-$d_{1\gamma}$ z okolí pražského. *Palaeontographica Bohemiae*, 9, 1–51.

PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N. 1984. Palaeozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. *Geology*, 12, 579-582.

PERŠÍN, J. & BUDIL, P. 2009. Nové poznatky ze šáreckého a dobrotivského souvrství (ordovik, stupeň darriwil) v severozápadní a severní části Prahy. *Český kras*, 35, 26-36.

PHILIPPOT, A. 1968. Nouvelles découvertes paléontologiques dans l'Ordovicien moyen d'Ille-et-Vilaine. *Compte Rendu de l'Academie des Sciences, Paris*, 266, 2187-2189.

PIÇARRA, J.M., ROMÃO, J., GUTIERREZ-MARCO, J.C. & OLIVEIRA, J.T. 1999. Preliminary note on the Ordovician-Silurian stratigraphic sequence of the Serra de São Mamede region, southern border of the Central-Iberian Zone, Portugal. *Journal of Conference Abstracts,* 4 (3),1018.

PICKERILL, R.K. & BRENCHLEY, P.J. 1979. Caradoc marine communities of the south Berwyn Hills, North Wales. *Palaeontology, 22*, 229–264.

PILLET, J. 1990. Les faunes trilobitiques de l'Ordovicien supérieur en Anjou. *Mémoire de la Société d'études scientifiques de l'Anjou*, 8, 1-23.

PILLET, J. 1992. Le genre Apatokephalus Brogger 1896 (Remopleuridacea, trilobite) dans l'Ordovicien inferieur de la Montagne Noire (sud de la France*). Bulletin de la Société d'Etudes Scientifiques de l'Anjou*, 14, 23-33.

PILLET, J., GUTIERREZ-MARCO, J.C. & BEAULIEU , G. 1997. Présence de graptolites dans l'horizon nodulifère supérieur des schistes d'Angers (Ordovicien du Sud-Est du Massif Armoricain). *Geobios*, 20, 423-431.

PILLET, J. & ROBARDET, M. 1968. Les schistes à Trinucleus de la Sangsurière (Manche). *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie*, 9, 66-78.

PILLET, J. & ROBARDET, M. 1969. Les schistes à Cryptolithus grenieri de Saint-Sauveur-le-Vicomte (Manche). *Bulletin de la Société linnéenne de Normandie*, 100, 15-19.

PILLET, J. & ROBARDET, M. 1970. Les «schistes à *Trinucleus*» de la tranchée de chemin de fer entre Sottevast et Martinvast (Manche). *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie*, [10] 10, 15-19.

PILLOLA, G.L. 1998. The "Sardic Unconformity". *In* SERPAGLI, E. (ed.), *Sardinia Guide-book, ECOS VII. Giornale di Geología* [3], 60, 175.

PILLOLA, G.L. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 1988. Graptolites du Tremadoc du sud-ouest de la Sardaigne (Italia). *Géobios*, 21(5), 553-565.

PINTO DE JESUS, A. 1987. Bassin Houiller du Douro (NW du Portugal); Stratigraphie et controle tectonique de la genèse et de l'évolution. *Annales de la Société géologique du Nord*, 106, 209-217.

PINTO, R. DE 1932. Daniel Sharpe e a geologia portuguesa. *Anais da Faculdade Ciencias Porto*, 17, 193-203.

POLLITT, J.R., FORTEY, R. A. & WILLS, M. A. 2005. Systematics of the trilobite families Lichidae Hawle & Corda, 1847 and Lichakephalidae Tripp, 1957: The application of bayesian inference to morphological data. *Journal of Systematic Palaeontology*, 3(3), 225-241.

POPOV, L.E. & COCKS, L.R.M. 2014. Late Ordovician brachiopods from the Chingiz Terrane, Kazakhstan, and their palaeogeography. *Journal of Systematic Palaeontology*, 12, 687–758.

PORTERO GARCÍA, J.M., ANCOCHEA, E., GALLARDO, J. & PÉREZ-GONZÁLEZ, A. 1988. *Memoria explicativa del Mapa Geológico de España (MAGNA), Hoja n.º 784 (Ciudad Real)*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

PORTLOCK, J.E. 1843. *Report on the Geology of the County of Londonderry, and of Parts of Tyrone and Fermanagh*, 784pp. A. Milliken.

POULSEN, V. 1965. An Early Ordovician trilobite fauna from Bornholm. *Meddelelser fra Dansk Geologisk Forening*, 16, 49-113.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1947. Roztřídění některých českých Cheiruridů (Trilobitae). *Sborník Národního muzea řada B,* 3(1), 1-44.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1948. Roztrádená ceskych Homalonotidu (Trilobitae). *Rozpravy II Trády Ceskû Akademie, 58*, 1-23.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1949. O nových nebo málo známých trilobitech českého ordoviku. *Rozpravy České Akademie Věd a Umění, Třida*, 58, 1-2.

PRANTL, F. & PŘIBYL, A. 1949. Some new or imperfectly known Ordovician trilobites from Bohemia. *Bulletin international de l'Acadèmie tchèque des Sciences*, 49(8), 1-23.

PRANTL, F. & PRIBYL, A. 1950. On the genus *Symphysurus* Goldfuss and allied forms from the Ordovician of Bohemia (Trilobitae). *Letters et Sciences de Bohême (Praha)*, 12(48), 1-16.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1964. Nekolik poznamek ke klasifikaci rodu *Cheirurus* Beyrich (Trilobita). *Časopis Národního Muzea, oddil přirodovêdn'y*, 133, 93-95.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1965. Neue trilobiten des böhmischen Ordoviziums. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 40(4), 277-282.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1966. Zur Kenntnis der Odontopleuridae-Trilobiten aus dem böhmischen Altpaläozoikum. *Acta Universitatis Carolinae, Geologie*, 4, 289-304.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1968. Einige Trilobiten aus dem böhmischen Ordovizium. *Věstník Ústředního ústavu geologického*, 43(3), 191-197.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1969. Über einige Trilobiten des mittelböhmischen Ordoviziums. *Věstník Ústředního ústavu Geologického*, 44, 365-374.

PRIBYL, A. & VANEK, J. 1972. O vzájemných vztazích trilobitů z rožmitálského a barrandienského ordoviku. *Vlastivěd. Sbor. Podbrdska*, 6, 7-32.

PŘIBYL, A. & VANĚK, J. 1973. Einige Bemerkungen zu den Vertretern von *Selenopeltis* Hawle & Corda, 1847. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 18, 63-70.

PŘIBYL, A. & VANĚK, J. 1976. Palaeoecology of Berounian trilobites from the Barrandian area (Bohemia Czechoslovakia). *Rozpravy Československé akademie Věd, Rada matematických a prírodních Ved*, 86(5), 3-40.

PŘIBYL, A. & VANĚK, J. 1980. Neue Erkenntnisse über einige Trilobiten aus demböhmischen Ordovizium. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 25,(3), 263-274.

PŘIBYL, A. & VANĚK, J. 1984. Observations on some Bohemian and foreign cheirurid trilobites. *Paläontologische Zeitschrift*, 58(1), 119-130.

PŘIBYL, A. & VANĚK, J. 1986. A study of the morphology and phylogeny of the Family Harpetidae Hawle and Corda, 1847 (Trilobita). *Sborník Národního Muzea v Praze*, 42, 1-72.

PŘIBYL, A., & VANĚK, J. 1981. Preliminary report on some new trilobites of the family Harpetidae Hawle et Corda. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 26(2), 187-193.

PŘIBYL, A., VANĚK, J., & HÖRBINGER, F. 1985. New taxa of Proetacea (Trilobita) from the Silurian and Devonian of Bohemia. *Časopis pro mineralogii a geologii*, 30(3), 237-251.

PRICE, D. 1974. Trilobites from the Sholeshook Limestone (Ashgill) of South Wales. *Palaeontology*, 17, 841-868.

PRICE, D. 1980. The Ordovician trilobite fauna of the Sholeshook Limestone Formation South Wales. *Palaeontology*, 23, 839-887.

PRICE, D. 1981. Ashgill trilobite faunas from the Llyns peninsula, North Wales, U.K. *Geological Journal*, 16, 201-216.

PRIEM, F. 1911. Sur les poissons et autres fossiles du Silurien du Supérieur Portugal. *Communicações da Commissão do Serviço Geologico de Portugal*, 8, 7-10.

PRUVOST, P. 1912. Sur la presence de fossiles d'age Devonien Superieur dans les schistes a Nereites de San Domingos. *Communicações da Commissão do Serviço Geologico de Portugal*, 9, 58-68.

PRUVOST, P. 1914. Observations sur les terraines Dévoniens et Carbonifères du Portugal et sur leur faune. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 10, 1-21.

QIU, H.A., LU, Y.H., ZHU, Z.L., BI, D.C., LIN, T.R., ZHANG, Q.Z. & WEI, X.Z. 1983. Trilobita. *Nanjing Institute of Geology and Mineral Resources, Palaeontological Atlas of East China*, 1, 28-254.

QUESADA, C. 1991. Geological constrains on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian massif. *Tectonophysics*, 185, 225-245.

RÁBANO, I. 1981. Phacopina (Trilobita) del Ordovícico de Horcajo de los Montes (Ciudad Real, España). *Estudios geológicos*, 37, 269-283.

RÁBANO, I. 1984. Trilobites ordovícicos del Macizo Hespérico español: una visión bioestratigráfica. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 9, 267-287.

RÁBANO, I. 1989a. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la zona Centroibérica española. Parte I: Yacimientos, bioestratigrafía y aspectos paleobiogeográficos. *Boletín Geológico y Minero*, 100(3), 307-338.

RÁBANO, I. 1989b. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte II. Agnostina y Asaphina. *Boletín Geológico y Minero*, 100(4), 541-609.

RÁBANO, I. 1989c. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte III. Calymenina y Cheirurina. *Boletín Geológico y Minero*, 100(5), 767-841.

RÁBANO, I. 1989d. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. Parte IV. Phacopina, Scutelluina, Odontopleurida y Lichida. *Boletín Geológico y Minero*, 100(6), 971-1032.

RÁBANO, I. 1990. Trilobites del Ordovícico Medio del sector meridional de la Zona Centroibérica española. *Boletín Geológico y Minero, Publicaciones especiales*, 12, 1-133.

RÁBANO, I., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., & GARCÍA-BELLIDO, D.C. 2014. A remarkable illaenid trilobite from the Middle Ordovician of Morocco. *Bulletin of Geosciences*, 89(2), 365-374.

RAKOCIŃSKI, M. 2009. Zjawisko "zachowania w ukryciu" skamieniałości – przegląd i przykłady z górnego dewonu Gór Świętokrzyskich. *Przegląd Geologiczny*, 57(7), 584-590.

RAMSKÖLD, L. 1991a. The perforated trilobite *Laethoprusia* gen. nov. and the phylogeny of *Koneprusia* and *Isoprusia* (Odontopleuridae, Koneprusiinae). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 82, 125-141.

RAMSKÖLD, L. 1991b. Pattern and process in the evolution of the Odontopleuridae (Trilobita). The Selenopeltinae and Ceratocephalinae. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 82, 143-181.

RAMSKÖLD, L. & CHATTERTON, B.D. 1991. Revision and subdivision of the polyphyletic '*Leonaspis'*(Trilobita). *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 82(04), 333-371.

RASMUSSEN, C.M.Ø. 2011. Final destination, first discovered: the tale of *Oanduporella* Hints, 1975, 447–454. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO, D. (eds) *Ordovician of the World, Cuadernos del Museo Geominero 14*. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

RAYMOND, P.E. 1905. The fauna of the Chazy Limestone. *American Journal of Science*, 20, 353-382.

RAYMOND, P.E. 1912. Notes on parallelism among the Asaphidae. *Transactions of the Royal Society of Canada*, [3], 5(4), 111-120.

RAYMOND, P.E. 1913. Notes on some new and old trilobites in the Victoria Memorial Museum, Canada Geological Survey (Ottawa). *Bulletin of the Victoria Memorial Museum*, 1, 33-39.

REBELO, F. 1975. Serras de Valongo. Estudo Geomorfológico. *Suplementos de Biblos*, 9, 1-194.

REBELO, J.A. & ROMANO, M. 1986. A Contribution to the Lithostratigraphy and Palaeontology of the Lower Palaeozoic rocks of the Moncorvo region, Northeast Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 72 (1-2), 45-57.

REED, F.R.C. 1896. Notes on the evolution of the genus *Cheirurus*. *Geological Magazine* 4(3), 117-123.

REED, F.R.C. 1898. Blind Trilobites. *Geological Magazine (Decade IV)*, 5(10), 439-447.

REED, F.R.C. 1904. The Lower Palaeozoic trilobites of Girvan. Part II. *Monograph of the Paleontographical Society, London*, 276(58), 49-96.

REED, F.R.C. 1905. The classification of the Phacopidae. *Geological Magazine*, 5/2, 172-178.

REED, F.R.C. 1915. Supplementary Memoir on new Ordovician and Silurian fossils from the Northern Shan States. *Palaeontologica Indica*, 7(1), 1-98.

REED, F.R.C. 1918. Notes on the genus *Homalonotus*. *Geological Magazine*, 6(5), 263-276.

REED, F.R.C. 1923. The subgenera of *Lichas*. *Geological Magazine*, 60, 454-462.

REED, F.R.C. 1925. The classification of the Acidaspidae. *Geological Magazine*, 62(735), 416-430.

REED, F.R.C. 1931. Additional new Trilobites from Girvan. *Journal of Natural History*, 7(37), 97-105.

REPINA, L.N., PETRUNINA, Z.E. & HAJRULLINA, T.I. 1975. Stratigraphy and fauna of the Lower Palaeozoic of the Northern Submontain Belt of Turkestan and Alai Ridges (Southern Tyan-shan). *Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Institut Geologii i Geofiziki, Trudy*, 278, 100-248.

REPINA, L.N., YASKOVICH, B.V., AKSARINA, N.A., PETRUNINA, Z.E., PONIKLENKO, I.A., RUBANOV, D.A., BOLGOVA, G.V., GOLIKOV, A.N., HAJRULLINA, T.I. & POSOKHOVA, M.M. 1975. Stratigraphy and fauna of the Lower Paleozoic of the northern submontane belt of Turkestan and Alai Ridges (southern Tyan-shan). *Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Instituta Geologii i Geofiziki, Trudy*, 278, 100–248.

RIBEIRO, A. 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. Mem. Serv.Geol. Portugal, [Nova Série], 24, 1-168.

RIBEIRO, A. 2006. A evolução geodinâmica de Portugal, 1-27. *In* DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P & KULLBERG, C., (Eds.), *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria*. Univ. Évora, Évora,

RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSZEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J.H. 1979. *Introduction à la Géologie Générale du Portugal.* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 pp.

RIBEIRO, A., PEREIRA, E. & DIAS, R. 1990. Structure of the Centro-Iberian Allocthon in the northwest of the Iberian Peninsula, 220-236. *In* DALLMEYER, R.D. & MARTINEZ -GARCIA, E. (Eds). *Pre-Mesozoic Geology of Iberia,* Springer Verlag, Heidelberg.

RIBEIRO, A., REBELO, J.A. 1971. Estudo Geológico da região de Moncorvo e, em especial, do seu jazigo de ferro. *I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica*, Madrid/Lisboa, secção 4, 2, 983-994.

RIBEIRO, C. 1850. Estudos geológicos do Bussaco. *O, Atheneu*, 52, 410-412.

RIBEIRO, C. 1853. On the Carboniferous and Silurian Formations of the neighbourhood of Bussaco in Portugal. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 9, 135-161.

RIBEIRO, M.L. & PALACIOS, T. 1993. Vulcanismo do Buçaco: características mineralógicas e geoquímicas. In: Chambel, A. (Coord.). *Comunicações da XII Reunião da Geologia do Oeste Peninsular*, Évora, 1, 209-211.

RIBEIRO, M.L., MUNHÁ, J., SOLÁ, A.R. & MATA, J. 2010. Magmatismo do Paleozóico inferior no Sudoeste da Zona Centro Ibérica, 249-260. *In* J. M. COTELO NEIVA, A. RIBEIRO, L.M. VICTOR, F. NORONHA, M. RAMALHO (Eds.), *Ciências Geológicas – Ensino e Investigação e a sua História*, Lisboa, 1 (2).

RIBEIRO, O., TEIXEIRA, C., CARVALHO, H., PERES, A. & FERNANDES, H. P. 1965. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 28-B (Nisa).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 29.

RICHTER, P. 1968. *Stratigraphie und Tektonik in der Sierra de San Andrés (östliche Sierra Morena).* Peter Münster, Westf., 144 pp.

RICHTER, R. 1937. Vom Bau und Leben der Trilobiten. 8. Die "Salterische Einbettung" als Folge und Kennzeichen des Häutungs-Vorgangs. *Senckenbergiana*, 19, 413-431.

RICHTER, R. & RICHTER, E. 1917. Über die Einteilung der Familie Acidaspidae und über einige ihrer devonishcen Vertreter. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*,17, 462-472.

RICHTER, R. & RICHTER, E. 1926. Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis devonsicher Trilobiten IV. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt N.F.*, 99, 1-314.

RICHTER, R., RICHTER, E. & STRUVE, W. 1959. Suborder Phacopina Struve, nov, 461–462 pp. *In* Moore RC (eds), *Treatise on invertebrate paleontology. Part O. Arthropoda 1.* Geological Society of America & University of Kansas Press, Boulder, Colorado & Lawrence, Kansas.

RICKARDS, R.B. 1965. Two new genera of Silurian phacopid trilobites. *Palaeontology*, 7(4), 541-551.

RICKLEFS, R.E. 1986. The value of systematics. *Science*, 231, 1057.

ROBARDET, M. 1976. L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoique inférieur : Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville, Espagne. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, [D] 283, 999-1002.

ROBARDET, M. 1976. L'originalité du segment hercynien sudibérique au Paléozoique inférieur: Ordovicien, Silurien et Dévonien dans le nord de la province de Séville, Espagne. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 283, 999-1002.

ROBARDET, M. 1981. Late Ordovician Tilites in Iberian Peninsula, 585-589. *In* M.J. HAMBRERY, W.B. HARLAND (Eds.), *Earth's pre-Pleistocene glacial record*. Cambridge University Press.

ROBARDET, M. 2002. Alternative approach to the Variscan Belt in souwestern Europe: Pre-orogenic palaeogeographical constrains, 1-15. *In* MARTÍNEZ CATÁLAN, J. R., HATCHER, R. D., ARENAS, R., DÍAZ GARCÍA (eds.), *Variscan Appalachian Dynamics: the Building of the Late Paleozoic basement*. Geological Society of America, Special Paper, 364.

ROBARDET, M. 2003. The Armorica 'microplate': fact or fiction? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeograophical data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, 125–148.

ROBARDET, M, HENRY, J.-L., NION, J., PARIS, F. & PILLET, J. 1973. La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 92 (3), 117-137.

ROBARDET, M. & DORE, F. 1988. The late Ordovician diamictic formations from Southwestern Europe: north-Gondwana Glacio-marine deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 66, 19-31.

ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 1990. Sedimentary and faunal domains in the Iberian Peninsula during Lower Paleozoic times, 267-272. *In* DALLMAYER, R. D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. (eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*.

ROBARDET, M. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2004. The Ordovician, Silurian and Devonian sedimentary rocks of the Ossa-Morena Zone (SW Iberian Peninsula, Spain). *Journal of Iberian Geology*, 30, 73-92.

ROBARDET, M., HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F. & PILLET, J. 1972. La Formation du Pont-de-Caen (Caradocien) dans les synclinaux de Domfront et de Sées (Normandie). *Annales de la Société Géologique du Nord*, 92(3), 117-137.

ROBARDET, M., PARIS, F. & RACHEBOEUF, P.R 1990. Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. *In* MCKERROW, W. S. & SCOTESE, C.R. (eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoir, 12, 411-419.

ROBARDET, M., VERNIERS, J., FEIST, R. & PARIS, F. 1994. Le Paléozoique antévarisque de France, contexte paléogéographique et géodynamique. *Géologie de la France*, 3, 3–31.

ROCHA, D.M.T. 2008. *Inventariação, Caracterização e Avaliação do Património Geológico do Concelho de Arouca,* 159 pp. Tese de Mestrado, Universidade do Minho.

RODRIGUES, J. 1997. *Estudo tectonossedimentar do extremo SE a zona de cisalhamento do Sulco Carbonífero Dúrico-Beirão (região de Queiriga – Satão, NE de Viseu),* 109 pp. Tese de Mestrado, Universidade de Lisboa.

RODRIGUES, J.C., NETO DE CARVALHO, C. & METODIEV, D. 2009. Património Geológico da Serra do Moradal (Oleiros): Inventariação, certezas e potencialidades geoturísticas. *Açafa Online*, 2, 1-34.

ROMANO, M. 1975. Harpid trilobites from the Ordovician of North Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 59, 27-36.

ROMANO, M. 1976. The trilobite genus *Placoparia* from the Ordovician of Valongo area, north Portugal. *Geological Magazine*, 113, 11-28.

ROMANO, M. 1980. The trilobite *Eccoptochile* from the Ordovician of northern Portugal. *Palaeontology*, 23, 605-616.

ROMANO, M. 1982a. The ordovician biostratigraphy of Portugal. A review with new data and re-appraisal. *Geological Journal*, 17, 89-110.

ROMANO, M. 1982b. A revision of the Portuguese Ordovician Odontopleuridae (Trilobita): *Selenopeltis* and *Primaspis*. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal,* 68 (2), 213-223.

ROMANO, M. 1991. Trilobites from the Ordovician of Portugal. *Palaeontology*, 34(2), 329-355.

ROMANO, M. & DIGGENS, J.N. 1974. The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal,* 57, 23-50.

ROMANO, M. & HENRY, J.L. 1982. The trilobite genus Eoharpes from the Ordovician of Brittany and Portugal. *Palaeontology*, 25(3), 623-633.

ROMANO, M. & WEBB, J. 2000. A new record of Colpocoryphe (Trilobita) from the Skiddaw Group of the Cross Fell inlier, northern England. *Geological Journal*, 35(2), 111-114.

ROMÃO, J.M.C. 2000. *Estudo tectono-estratigráfico de um segmento do bordo SW da Zona Centro-Ibérica, e as suas relações com a Zona Ossa Morena*, 322 pp. PhD thesis, Universidade de Lisboa. Portugal.

ROMÃO, J. M.C. 2006. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 28-A (Mação)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 77 pp.

ROMÃO, J., METODIEV, D., DIAS, R. & RIBEIRO, A. 2013. Evolução geodinâmica dos sectores meridionais da Zona Centro-Ibérica, 206-257. *In* R. DIAS, A. ARAÚJO, P. TERRINHA, J.C. KULLBERG (Eds.), *Geologia de Portugal, vol. 1*, Escolar Editora.

ROMÃO, J.M.C. & OLIVEIRA, J.T. 1997. Geoquimica dos diamictitos glaciomarinhos da Formação de Casal Carvalhal na estrutura sinclinal Amendoa-Carvoeiro. *XIV Reunião da Geologia do Oeste Peninsular*, 209-214.

ROMÃO, J.M.C., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. RÁBANO, I., OLIVEIRA, J.T. & MARQUES GUEDES, A. 1995. A formação Cabeço do Peão (Ordovícico Superior) no sinforma Amêndoa-Carvoeiro (SW da ZCI) e sua correlação estratigráfica na província mediterrânica. *Memórias do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4, 121-126.

ROMARIZ, C. & DINIZ, F. 1962. Alguns aspectos petrográficos dos calcários Ordovícico-Silúricos portugueses. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, [2], C, 10, 55-68.

RONG, J.-Y. & ZHAN, R.-B. 1996. Distribution and ecological evolution of the Foliomena fauna (Late Ordovician brachiopods), 90–97. *In* WANG, H.-Z. & WANG, X.-L. (eds), *Centennial Memorial Volume of Prof. Sun Yunzhu: Palaeontology and Stratigraphy*. China University of Geosciences Press, Beijing.

RONG, J.-Y., ZHAN, R.B. & HARPER, D.A.T. 1999. Late Ordovician (Caradoc–Ashgill) Brachiopod Faunas with *Foliomena* Based on Data from China. *Palaios*, *14*, 412–431.

RONG, J.-Y. & COCKS, L.RM. 1994. True Strophomena and a revision of the classification and evolution of strophomenoid and strophodontoid brachiopods. *Palaeontology*, 37, 651–694.

RONG, J.-Y. & R-B. ZHAN. 1995. On the *Foliomena* fauna (Late Ordovician brachiopods). *Chinese Science Bulletin*, 40, 928–931. (Em Chinês).

ROUALT, M. 1847. Extrait du Mémoire sur les Trilobites du Département d'Ille-et-Villaine. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4, 309-328.

RUDOLPH, F. 1992. *Kopfmuskulatur bei Trilobiten Rekonstruktion, Funktionsmorphologie und phylogenetisch-systematische Schlussfolgerungen*, 115 pp. PhD thesis, Zoologischen Institut der Christian-Albrechts Universitat, Kiel. Germany.

RUSCONI, C. 1953. Trilobitas ordovícicos y cámbricos de Mendoza. *Boletín Paleontológico de Buenos Aires*, 25, 1–8.

RŮŽIČKA, R. 1926. Fauna vrstev Eulomových rudního ložiska u Holoubkova (V Ouzkém). Část I. *Rozpravy Česká Akademie Věd Umění*, 35(39), 1–26.

SÁ, A.A. 2003. A evolução da cronoestratigrafia do Sistema Ordovícico e a sua aplicação a Portugal. *Geonovas*, 17, 27-34.

SÁ, A.A. 2005. *Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal*, 571 pp. PhD thesis, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro. Portugal. Inédito.

SÁ, A.A. 2006. Bioestratigrafia do Ordovícico do nordeste de Portugal (Zona Centro-Ibérica): estado actual do conhecimento, 617-620. *In* MIRÃO, J. & BALBINO, A. (eds). *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, 2.

SÁ, A.A. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2006. *Trilobites gigantes das ardósias de Canelas (Arouca)*, 207 pp. Ardósias Valério & Figueiredo, Arouca.

SÁ, A.A. & RÁBANO, I. 2010. Biostratigrafia de trilobites ordovícicas na região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Norte de Portugal). *E-Terra*, 17(20), 1-4.

SÁ, A.A., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. & MEIRELES, C. 2010. Cronoestratigrafia do Ordovícico em Portugal: que escala utilizar? *E-Terra*, 17 (20), 1-4.

SÁ, A.A., MEIRELES, C., COKE, C. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2003. Reappraisal of the Ordovician stratigraphy and paleontology of Trás-os-Montes (Central-Iberian Zone, NE Portugal). *Insugeo, Serie Correlación Geológica*, 17, 131-136.

SÁ, A.A., MEIRELES, C., COKE, C., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2005. Unidades litoestratigráficas do Ordovícico da região de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 92, 31-74.

SÁ, A.A., MEIRELES, C., GUTIÉRREZ-MARCO & J.C., COKE 2006a. A sucessão do Ordovícico Superior de Trás-os-Montes (Zona Centro-Ibérica,Portugal) e sua correlação com Valongo e Buçaco. *In* J. MIRÃO, A. BALBINO (Coords.), *Livro de Resumos do VII Congresso Nacional de Geologia*, 2, 617-620.

SÁ, A.A., MEIRELES, C., PIÇARRA, J., VAZ, N. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., 2009. The Hirnantian stratigraphy of Portugal, with notes on the Trás-os-Montes and Valongo – Arouca areas. *In* D.A.T. HARPER, M. MCCORRY (Eds.), *Absolutely final meeting of IGCP 503: Ordovician palaeogeography and palaeoclimate,* Copenhagen 2009, Abstracts, 16.

SÁ, A.A., PIÇARRA, J. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2008. Nery Delgado e a Paleontologia do Paleozóico em Portugal, 29-46. *In* RAMALHO, M.M. (coord.), *Nery Delgado (1835-1908), Geólogo do Reino*, Museu Geológico do Laboratório Nacional de Energia e Geologia.

SÁ, A.A., PIÇARRA, J., VAZ, N., SEQUEIRA, A. & GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. 2011, Ordovician of Portugal. *11th International Symposium on the Ordovician System, Pre-Conference Field Trip Guide*, 79 pp. Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, CSIC, Museo Geominero, Alcalá de Henares.

SADLER, P. M. 1974. Trilobites from the Gorran Quartzites, Ordovician of South Cornwall. *Palaeontology*, 17(1), 71-93.

SALTER, J.W. 1847. On the structure of *Trinucleus*, with remarks on the species. *Quarterly Journal of the Geological Society*, *3*(1-2), 251-254.

SALTER, J.W. 1853. Appendix C. Notes on the Trilobites. *In* RIBEIRO, C. (eds) On the Carboniferous and Silurian Formations of the neighbourhood of Bussaco in Portugal. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 9, 158-160.

SALTER, J.W. 1864. A monograph of British trilobites. Part I. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 1-80.

SALTER, J.W. 1867. A monograph on the British trilobites from the Cambrian, Silurian, and Devonian formations. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 177-214.

SALTER, J.W. 1873. *A Catalogue of the Collection of Cambrian and Silurian Fossils contained in the Geological Museum of the University of Cambridge*, 204pp. Cambridge University Press. England.

SALTER, J.W. & BLANFORD, H.F. 1865. Paleontology of Niti in the Northern Himalaya. *Military Orphan Press, Calcutta*, 8, 122.

SANDFORD, A.C. & HOLLOWAY, D.J. 2006. Early Silurian phacopide trilobites from central Victoria, Australia. *Memoirs of Museum Victoria*, 63(2), 215-255.

SANTOS GARCÍA, J.A. & CASA RUIZ, J., 1979. Geología del sinclinorio de Sao Mamede-La Codosera, zona española (provincias de Cáceres y Badajoz). *Boletin Geológico y Mineralógico*, 90, 420-431.

SAPORTA, G. 1894. *Flore fossile du Portugal. Nouvelles contribuitions à la flore Mésozoique, accompagnées d'une notice stratigraphique*, 288 pp. Direction des Travaux Géologiques du Portugal, Lisboa.

SARMIENTO, G. N. 1993. *Conodontos ordovícicos de Sierra Morena (Macizo Hespérico meridional),* 468pp. PhD Thesis, Universidad Complutense de Madrid.

SARMIENTO, G.N., DELMORAL, B. & PIÇARRA, J.M. 2001. Conodontos del Ordovícico Superior (Ashgill) en la Serra do Buçaco, Portugal. *Coloquios de Paleontología*, 52, 95-105.

SARMIENTO, G.N., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. & ROBARDET, M. 1999. Conodontos ordovícicos del Noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las Zonas Asturoccidentalleonesa y Centroibérica durante el Ordovícico Superior. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 477-500.

SCHÄTZ, M., REISCHMANN, T., TAIT, J., BACHTADSE, V., BAHLBURG, H. & MARTIN, U. 2002. The Early Palaeozoic break-up of northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany. *International Journal of Earth Sciences*, 91(5), 838-849.

SCHERMERHORN, L.J.G. 1956. Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-S. Pedro do Sul - Satão Region (Northern Portugal). *Comunicações Serviços Geológicos Portugal*, 37, 5-617.

SCHERMERHORN, L.J.G. 1980. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 14-C (Castro Daire)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 39 pp.

SCHMIDT, F. 1881. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten nebst geognostischer Übersicht der ostbaltischen Silurgebiets. Abteilung I. Phacopiden, Cheiruriden und Enchrinuriden. *Mémoires de l'Académie des Sciences de St.-Pétersbourg, VII Série*, 30(1), 1-237.

SCHMIDT, F. 1894. Revision der ostbaltischen silurischen Trilobiten. Abtheilung IV. Calymeniden, Proetiden, Bronteiden, Harpediden, Trinucleiden, Remopleuriden und Agnostiden. *Mémoires de l'Academie Impériale des Sciences de St.-Petersbourg 7th Series*, 42(5), 1-93.

SCOTESE, C. R. & MCKERROW, W. S. 1990. Revised world maps and introduction. *In* MCKERROW, W. S. & SCOTESE, S. H. (eds.), *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*. Geological Society Memoir, 12, 1-21.

SDZUY, K. 1955. Die Fauna der Leimitz-Schiefer (Tremadoc). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft,* 492, 1-74.

SDZUY, K. 1957. Bermerkungen zur Familie Homalonotidae (mit Beschreibung einer neuen Art von *Calymenella*). *Senckenbergiana lethaea,* 38, 275-290.

SEDGWICK, A., & M'COY, F.1851. *A Synopsis of the Classification of the British Palaeozoic Fossils*. Radiata and Articulata. British Palaeozoic Fossils, Part II. Palaeontology.

SEQUEIRA, A.J.D. & SEREJO PROENÇA, J.M. 2004. O Património Geológico e Geomorfológico do Concelho de Idanha-a-Nova – contributo para a sua classificação como Geoparque. *Geonovas*, 18, 77-92.

SEQUEIRA, A.J.D., PROENÇA CUNHA, P. & RIBEIRO, M.L. 1999. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 25-B (Salvaterra do Extremo)*, 47 pp. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

SERVAIS, T., OWEN, A.W., HARPER, D.A.T., KRÖGER, B. & MUNNECKE, A. 2010. The Great Ordovician Biodiversification Event (GOBE): the palaeoecological dimension. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* 294, 99–119.

SERVAIS, T. & SINTUBIN, M. 2009. Avalonia, Armorica, Perunica: terranes, microcontinents, microplates or palaeobiogeographical provinces? *In* M.G. BASSETT (Ed.), Early Palaeozoic Peri-Gondwana Terranes: New Insights from Tectonics and Biogeography. *Geological Society, London, Special Publication*, 325, 103-115.

SHARPE, D. 1832. On the strata in the immediate neighbourhood of Lisbon and Oporto. *Proceedings Geological Society of London*, 1, 394-396.

SHARPE, D. 1841. On the geology of the neighbourhood of Lisbon. *Transactions of the Geological Society London*, s. 2, 6, 107-133.

SHARPE, D. 1849. On the Geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian Coal and Slates of Vallongo. *Proceedings of the Geological Society,* 5, 142-153.

SHAW, F.C. 1968. Early Middle Ordovician Chazy trilobites of New York. *New York State Museum and Science Service, Memoir*, 17, 1-163.

SHAW, F.C. 1995. Ordovician Trinucleid Trilobites of the Prague Basin, Czech Republic. *Paleontological Society Memoir*, 40, 1- 69.

SHAW, F.C. 1999. Králův Dvůr Formation, Prague Basin, and the end of the Ordovician trilobites. *Acta Universitatis Carolinae - Geologica*, 43 (1/2), 389-392.

SHAW, F.C. 2000. Trilobites of the Králuv Dvur Formation (Ordovician) of the Prague Basin, Czech Republic. *Vestník Ceského geologického ústavu,* 75(4), 371-404.

SHAW, J. & JOHNSTON, S.T. 2016. Oroclinal buckling of the Armorican ribbon continent: An alternative tectonic model for Pangean amalgamation and Variscan orogenesis. *Lithosphere*, 8(6), 769-777.

SHAW, J., JOHNSTON, S.T., GUTIÉRREZ-ALONSO, G. & WEIL, A.B. 2012. Oroclines of the Variscan orogen of Iberia: Paleocurrent analysis and paleogeographic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 329–330, 60–70.

SHEEHAN, P. M. 1973. Brachiopods from the Jerrestad Mudstone (Early Ashgillian, Ordovician) from a boring in southern Sweden. *Geologica et Palaeontologica*, 7, 59-76.

SHEEHAN, P.M. 2001. The Late Ordovician mass extinction. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 29, 331–364

SHELDON, P.R. 1987. Parallel gradualistic evolution of Ordovician trilobites. *Nature*, 330(6148), 561-563.

SHENG, S.F. 1974. Ordovician trilobites from western Yunnan andtheir stratigraphical significance, 96–140. *In Subdivision and correlation of the Ordovician System in China.* Beijing: Geological Publishing House.

SHENG, S.F. 1964. Upper Ordovician trilobite faunas of Szechouan-Kweichow with special discussion of the classification and boundaries of the Upper Ordovician. *Acta Palaeontologica Sinica*, 12, 553-563.

SHENG, X. 1934. Lower Ordovician trilobite fauna of Chekiang. *Palaeontologia Sinica, New Series B*, 3, 1–19.

SHENG, X. & JI, Z. 1986. On the age of the Pagoda Formation. *Professional Papers of Stratigraphy and Palaeontology*, 16, 1–36.

SHIRLEY, J. 1936. Some British trilobites of the family Calymenidae. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 92, 384-422.

SIEMIRADZKI, J. 1898. Geologische reisebeobachtungen in Süd-brasilien. *Aus der Kaiserlich-königlichen hof-und staatsdruckerei*, 107(1), 23-40.

SILVA, A.F., REBELO, J.A. & RIBEIRO, M.L. 1989. *Carta Geológica de Portugal na Escala 1:50.000. Notícia explicativa da Folha 11-C (Torre de Moncorvo)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 65 pp.

SILVA, A.F., ROMÃO, J.M.C., SEQUEIRA, A.J. & OLIVEIRA, J.T. 1995. A sucessão litostratigráfica anteordovícica na Zona Centro Ibérica (ZCI), em Portugal: ensaio de interpretação com base nos dados actuais. *Comun. XIII RGOP/PIGC 319-920*, Salamanca, 71-72

SILVA, C.M. DA, AND B.M. LANDAU. 2007. Cenozoic Atlanto-Mediterranean biogeography of *Spiricella* (Gastropoda, Umbraculidae) and climate change: Filling the geological gap. *The Veliger*, 49, 19-26.

SILVA, C.M. DA, LANDAU, B.M. & LA PERNA, R. 2011. Biogeography of Iberian Atlantic Neogene marginelliform gastropods (Marginellidae, Cystiscidae): Global change and transatlantic colonization. *Journal of Paleontology*, 85, 1052-1066.

SIMPSON, G.G. 1961. *Principles of animal taxonomy*, 247pp. Columbia University Press. New York. United States of America.

SIVETER, J.D. 1977. The Middle Ordovician of the Oslo region, Norway, 27. Trilobites of the family Calymenidae. *Norsk geologisk Tidsskrift*, 56, 335-396.

ŠNAJDR, M. 1956. Trilobiti drabovskych a letenskych vrstev ceského ordoviku. *Sborník Ustredního ústavu geologického, oddil paleontologicky*, 22, 477-533. (para 1955)

ŠNAJDR, M. 1957. Klasifikace čeledě Illaenidae (Hawle a Corda) v českém starším paleozoiku. *Sborník Ústředního ústavu geologického, Oddíl paleontologický*, 23, 25–284.

ŠNAJDR, M. 1958. *Zbirovia vaneki* nov. sp., nový trilobit z českého ordoviku. *Sborník Ústředního ústavu geologického, Oddíl paleontologicky*, 24, 207–215.

ŠNAJDR, M. 1982. Bohemian representatives of the trilobite genera Kloucekia Delo, Phacopidina Bancroft, Sokhretia Hupe and Dalmanitina Reed. *Vestník Ustredního ústavu geologického*, 57(3), 179-182.

ŠNAJDR, M. 1983a. Revision of the trilobite type material of I. Hawle and A.J.C. Corda 1847. *Sborník Národního muzea*, 39, 129–212.

ŠNAJDR, M. 1983b. O statutu rodu *Alceste* Hawle et Corda, 1874 (Trilobita). *Casopis Národního muzea, Rada prírodvedná*, 152 (1), 9–11.

ŠNAJDR, M. 1984. Bohemian Ordovician Odontopleuridae (Trilobita). *Sborník geologických ved, Paleontologie Lawrence, Kansas*. 26, 47-82.

ŠNAJDR, M. 1987. New Bohemian Ordovician Dalmanitidae and Calmonidae (Trilobita). *Vestník Ustredního ústavu geologického Lawrence, Kansas*. 5, 271-277.

ŠNAJDR, M. 1988. On the genusColpocoryphe (Trilobita) from the Ordovician of Bohemia. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 33, 11-21.

SOARES, A.F. MARQUES, J.F. & SEQUEIRA, A. 2007. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha 19-D (Coimbra-Lousã). Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa*, 71 pp.

SOKOLOV, B.S. & YOLKIN, E.A. 1978. *Progranienye stoi Ordovika I Silura Altae-Sayanskoj Oblasti I Tyan'*-Shana, 224pp. Akademiya Nauk SSSR, Sibirskoe Otdelenie, Institut geologii I geofizki. Transactions 397, Novosibirsk. [Em Russo].

SOLDEVILA BARTOLÍ, J. 1992. La sucesión paleozoica en el sinforme de La Codosera-Puebla de Obando (províncias de Cáceres y Badajoz, SO de España). *Estudios Geológicos*, 48, 353-362.

SOUZA-BRANDÃO, V. 1910-1911. Contribuições para a petrographia de Portugal. Descrição de algumas rochas da região de Penacova. *Communicações da Secção dos Trabalhos geológicos de Portugal*, 8, 110-142.

SPEYER, E. 1985. Moulting in phacopid trilobites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 76, 239-253.

SPEYER, S.E. & BRETT, C.E. 1985. Clustered trilobite assemblages in the Middle Devonian Hamilton Group. *Lethaia*, 18, 85–103.

SPJELDNAES, N. 1961. Ordovician climate zones. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 41, 45-77.

SPJELDNAES, N. 1967. The Palaeogeography of the Tethyan Region during the Ordovician. *Systematics Association Publication*, 7, 45-57.

STAMPFLI, G. M., RAUMER, J. VON & WILHEM, C. 2011. The distribution of Gondwana-derived terranes in the Early Paleozoic, 567-574. *In* GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., RÁBANO, I. & GARCÍA-BELLIDO, D. (eds.), *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero*, 14.

STAMPFLI, G. M., VON RAUMER, J. & BOREL, G. 2002. The Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes.; from Gondwana to the Variscan collision, 263–280. *In* MARTINEZ CATALAN, J. R., HATCHER, R. D., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, F. (eds), *Variscan–Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement.* Geological Society of America, Special Papers, 364.

STERNBERG, K., 1833. Rede von Kaspar Grafen von Sternberg, Beilage 3. *Verhandlung Gesellschaft Vaterland Museum Bohmisch*, 11,45-56.

STETSON, H.C. 1927. The distribution and relationships of the Trinucleidae. *Bulletin of the Museum of comparative Zoology*, 68, 87-104.

STRUVE, W. 1958. Beiträge zur Kenntnis der Phacopacea (Trilobita), 1: Die Zeliszkellinae. *Senckenbergiana lethaea*, 39(3/4), 165-219.

STRUVE, W. 1962. Einige Trilobiten aus dem Ordovizium von Hessen und Thüringen. [Hierin: Beiträge zur Kenntnis der Phacopacea (Trilobita), 6]. *Senckenbergiana lethaea*, 43(2), 151-180.

STUBBLEFIELD, C.J. 1939. Some aspects of the distribution and migration of trilobites in the British Lower Palaeozoic faunas. *Geological Magazine*, 76, 49-72.

SUESS, E. 1888. Das *Antlitz der Erde, II*. Leipzig, 704 pp.

SUN, X.W. 1990. Proetacean trilobites from the Ludlow of the Yass Basin, New South Wales (Australia). *Geobios*, 23, 95–109.

SUZUKI, Y., SHIINO, Y., & BERGSTRÖM, J. (2009). Stratigraphy, carbonate facies and trilobite associations in the Hirnantian part of the Boda Limestone, Sweden. *GFF*, 131(4), 299-310.

SWEET, W. C. & BERGSTRÖM, S. M. 1984. Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. Geological Society of America Special Paper 196, 69-87.

SWINNERTON, H.H. 1915 Suggestions for a revised classification of trilobites. *Geological Magazine,* 2, 487-496.

TAIT, J., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. 1994. New palaeomagnetic constraints on the position of Bohemia during Early Ordovician times. *Geophysical Journal International*, 116, 131–140.

TAMAIN, G. 1972. *Recherches géologiques et minières en Sierra Morena orientale (Espagne)*, 830 pp. PhD thesis. Laboratoire de géologie structurale et appliquée. Université Sud-Orsay. Paris. France.

TAUBER, E.H. & REIS, J.M. 1994. The trilobite *Eoharpes cristatus* Romano, 1975 from the Valongo Formation (Ordovician) of North Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro,* 80, 35-49.

TAUBER, E.H., ROMANO, M. & REIS, J.M. 1997. The trilobite *Actinopeltis (Valongia) wattisoni* Curtis, 1961 from the Valongo Formation (Ordovician) of North Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83, 3-16.

TEIXEIRA, C. 1953. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O Sistema Câmbrico.* Lisboa, 22 pp.

TEIXEIRA, C. 1954a. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O complexo cristalofilino antigo.* Lisboa, 20 pp.

TEIXEIRA, C. 1954b. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O Sistema Devónico.* Lisboa, 29 pp.

TEIXEIRA, C. 1954c. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O Sistema Permo-Carbónico.* Lisboa, 51 pp.

TEIXEIRA, C. 1955a. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O complexo xisto-grauváquico ante-ordoviciano.* Lisboa, 50 pp.

TEIXEIRA, C. 1955b. *Notas sobre a Geologia de Portugal. O Sistema Silúrico.* Lisboa, 105 pp.

TEIXEIRA, C. 1960. L'évolution du territoire portugais pendent les temps anté-mésozoiques. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal,* 13(3), 229-255.

TEIXEIRA, C. 1981. *Geologia de Portugal. Vol. I – Precâmbrico, Paleozóico*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 629 pp.

TEIXEIRA, C. & GONÇALVES, F. 1980. *Introdução à Geologia de Portugal*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475 pp.

TEIXEIRA, C. & MEDEIROS, A.C. 1969. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 5-C (Barcelos).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 49 pp.

TEIXEIRA, C., MEDEIROS, A.C. & ASSUNÇÃO, C.T. 1965. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50.000. Notícia explicativa da folha 9-A (Póvoa de Varzim).* Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 50 pp.

TEMPLE J. T. 1965. Upper Ordovician brachiopodsfrom Poland and Britain. *Acta Geologica Polonica*, 10, 379–427.

TEMPLE, J.T. 1952. The ontogeny of the trilobite *Dalmanitina olini. Geological Magazine,* 89(4), 251-262.

TEMPLE, J.T. 1969. Lower Llandovery (Silurian) trilobites from Keisley, Westmorland. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology Series*, 18(6), 197-230.

TERMIER, G. & TERMIER, H. 1950. *Paléontologie Marocaine. Tome II. Invertébrés de l'Ère Primaire. Fascicule IV. Annélides, Arthropodes, Échinodermes, Conularides et Graptolithes.* Hermann & Cie, Paris, France.

THADEU, D. 1947. Trilobites do Silurico de Loredo (Buçaco). *Boletim da Sociedade geológica de Portugal*, 6(3), 217-236.

THADEU, D. 1949. Calimenídeos portugueses. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 8 (1-2), 129-134.

THADEU, D. 1951. Geologia e jazigos de chumbo e zinco da Beira Baixa. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 9 (1-2), 1-144.

THADEU, D. 1956. Note sur le silurien beiro-durien. Boletim da Sociedade Geológica de Portugal, 12, 1-38.

THOMAS, A.T. & HOLLOWAY, D.J. 1988. Classification and phylogeny of the trilobite order Lichida. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London,* 321, 179-262.

THOMAS, A.T. & LANE, P.D. 1989. Autecology of Silurian trilobites. *Special Papers in Palaeontology*, 32, 55-69.

THOMAS, A.T. & Owens, R.M. 1978. A review of the trilobite family Aulacopleuridae. *Palaeontology*, 21(1), 65-81.

THOMAS, A.T. 1977. Classification and phylogeny of homalonotid trilobites. *Palaeontology*, 20(1), 159-178.

THOMAZ, R.F. 1849. Consideraçôes geraes sobre a constituição geologica do Alto Douro (demarcado conforme a carta topográfica do Sr. José James Forrester), por José Pinto Rebello de Carvalho. *Revista Universal Lisbonense*, s. 2, 1, 181-183.

THORSLUND, P. 1940. On the Chasmops Series of Jemtland and Sodermanland (Tvären). *Sveriges Geologiska Undersökning. Avhandlingar och Uppsatser*, 436, 1-191.

TJERNVIK, T.E. 1956. On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. *Bulletin of the Geological Institutions of Uppsala*, 36, 107-284.

TOMCZYKOWA, E. 1991. Upper Silurian and Lower Devonian trilobites of Poland. *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego*, 134, 1-62.

TÖRNQUIST, S.L. 1884. Undersökningar öfver Siljansområdets trilobitfauna. *Sveriges Geologiska Undersökning. Afhandlingar och Uppsatser*, 66, 1-101.

TORSVIK, T. H. 1998. Palaeozoic Palaeogeography: A North Atlantic viewpoint. *Geologiska Foreningens i Stockholm Forhandlingar*, 120, 109-118.

TORSVIK, T. H. & REHNSTRÖM, E. F. 2003. The Tornquist Sea and Baltica–Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362, 67–82.

TORTELLO, M.F., CLARKSON, E.N.K., URIZ N.J., ALFARO, M.B. & GALEANO INCHAUSTI, J.C. 2008. Trilobites from the Vargas Peña Formation (Llandovery) of Itauguá, eastern Paraguay. *In* RÁBANO, I., R. GOZALO & D. GARCÍA-BELLIDO (Eds.), *Advances in trilobite research, Cuadernos del Museo Geominero*, Madrid, 9, 395-401.

TORTELLO, M.F., URIZ N.J., ALFARO, M.B. & CINGOLANI, C.A., BIDONE, A.R. & GALEANO INCHAUSTI, J.C. 2012. *Trilobites and graptolites from the Vargas Peña Formation (early Silurian), Paraná Basin, eastern Paraguay. Revue de Paléobiologie, vol. spec.*, 11, 279-298.

TRIPP, R.P. 1957. The classification and evolution of the superfamily Lichacea (Trilobita). *Geological Magazine*, 94(02), 104-122.

TRIPP, R.P. 1958. Stratigraphical and geographical distribution of the named species of the trilobite Superfamily Lichacea. *Journal of Paleontology*, 574-582.

TRIPP, R.P. 1962. Trilobites from the confines Flags (Ordovician) of the Girvan District, Ayshire. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 62, 1-40.

TRIPP, R.P., ZHOU, Z. & ZHENOIN, P. 1989. Trilobites from the Upper Ordovician Tangtou Formation, Jiangsu Province, China. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 80, 25-68.

TROEDSSON, G.T. 1918. Om Skanes Brachiopodskiffer. *Lunds Universitets Arsskrift*, 2(15), 1-104.

TROMELIN, G. 1877. Etude de la faune du grés silurien de May, Jurques, Campandré, etc…. (Calvados) avec des observations sur divers fossiles paléozoiques de l'Ouest de la France. *Bulletin de la Societé Linnéene de Normandie*, 3(1), 3-83.

TROMELIN, G. & LEBESCONTE, P. 1875. *Note sue quelques fossiles des grès siluriens de Saint-Gemain-sur-Ille, La Bouexière, Champeaux, etc.(Ille-et-Vilaine)*, 8 pp. Ch. Cotonnee.

TROMELIN, G. & LEBESCONTE, P. 1876. Observations sur les terrains primaires du Nord de department d'Ille-et-Vilaine et de quelques parties du Massif Breton. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(4), 583-623.

TROMELIN, G. & LEBESCONTE, P. 1876. *Essai d'un catalogue raisonné des fossiles siluriens des départements de Maine-et-Loire, de la Loire-Inférieure et du Morbihan, avec des observations sur les terrains paléozoïques de l'Ouest de la France*, 65 pp. V. Forest et E. Grimaud.

TURVEY, S.T. 2002. Phylogeny of the Reedocalymeninae (Trilobita): implications for Early Ordovician biogeography of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 194(1), 53-68.

TURVEY, S.T. 2005. Early Ordovician (Arenig) trilobite palaeoecology and palaeobiogeography of the South China Plate. *Palaeontology*, 48(3), 519-547.

TURVEY, S.T. 2007. Asaphoid trilobites from the Arenig–Llanvirn of the South China Plate. *Palaeontology*, 50, 347–399.

ULRICH, E.O. & BRIDGE, J. 1931. Description of species — Gastropoda. *Systematic Paleontology. Missouri Bureau of Geology and Mines*, 2(24), 186-207.

ULRICH, E.O. & DELO, D.M., 1940, Phacopid trilobites of North America: *Geological Society of America Special Paper*, 29, 1-135.

UNAL, E. & ZINSMEISTER, W.J. 2006. Earliest record of sheltering strategy for predator avoidance from the Early Cambrian of the Marble Mountains, California. *Geological Society of America Abstracts with Programs, Philadelphia*, 38 (7), 550.

VALENT M., FATKA O., MICKA V. & ŠINÁGL M. 2008. Hyoliths with entombed trilobites – cryptic behavior of trilobites?, 411-413. *In* Rábano, I., Gozalo, R. & García-Bellido, D. (Eds), *Advances in Trilobite Research, Cuadernos del Museo Geominero*, 9, Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

VALENTINE, J.W. & MOORES, E.M. 1970. Plate-tectonic regulation of faunal diversity and sea level: A model. *Nature*, 228, 657-659.

VANĚK, J. 1965. New species of the suborder Calymenina Swinneton, 1915 (Trilobita) from the Barrandian area. *Sborník geologickych věd, Paleontologie*, 6, 21–37.

VANĚK, J. 1966. Studie o trilobitové fauně „aulakopleurových břidlic "na lokalitě Černidla u Loděnice. *Zprávy o geologických výzkumech v roce*, 1965, 113-114.

VANĚK, J. 1995. New deeper-water trilobites in the Ordovician of the Prague Basin (Czech Republic). *Palaeontologia Bohemiae*, 5, 1-12.

VANĚK, J. 2001. Remarks to the article F. C. Shaw: trilobites of the Kraluv Dvor Formation (Ordovician) of the Prague Basin, Czech Republic: *Palaeontologia Bohemiae*, 7(5), 65–71.

VANĚK, J. 2002. Nobiliasaphus hyperion n. sp. (Trilobita, Pseudoasaphidae) from the Vinice Formation (Ordovician, Caradoc) of Bohemia. *Palaeontologia Bohemiae*, 8 (3), 99-100.

VANĚK J. & PEK, I. 1987. Genus *Koneprusia* (Trilobita) from the Devonian of central Bohemia. *Casopis pro mineralogii a geologii*, 32, 262-270.

VANĚK, J. & VALÍČEK, J. 2001. New index of the genera, subgenera, and species of Barrandian trilobites. Part A–B (Cambrian and Ordovician). *Palaeontologia Bohemiae*, 7(1), 1-49.

VANĚK, J. & VALÍČEK, J. 2006. Supplements and corrections of New index of the genera, subgenera, and species of Barrandian trilobites (Vaněk et Valíček, 2001, 2002). *Palaeontologia Bohemiae,* 10, 24-34.

VANĚK, J. & VOKÁČ, V. 1997. Trilobites of the Bohdalec Formation (Upper Berounian, Ordovician, Prague Basin): Czech Republic. *Palaeontologia Bohemiae*, 3, 20–50.

VANNIER, J. 1986a. Ostracodes Binodicopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) Ibero-Armoricain. *Palaeontographica Abteilung A*, 193(1-4), 77-143.

VANNIER, J. 1986b. Ostracodes Palaeocopa de l'Ordovicien (Arenig-Caradoc) Ibero-Armoricain. *Palaeontographica Abteilung A*, 193(5-6), 145-218.

VANNIER, J. & BABIN, C. 1995. *Hanadirella* El-Khayal. 1985 un arthropode (?) enigmatique de l'Ordovicien nord-gondwanien. *Geobios*, 28: 473-485.

VANNIER, J. M. C., SIVETER, D. J. & SCHALLREUTER, R. E. L. 1989. The composition and palaeogeographical significance of the ordovician ostracode faunas of Southern Britain, Baltoscandia, and Ibero-Armorica. *Palaeontology*, 32(1), 163-222.

VAZ, N. 2010. *Palinoestratigrafia da sequência Ordovícico-Silúrica do Sinclinal Amêndoa-Mação*, 159 pp. PhD Thesis, Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

VAZ, N., PARIS, F. & OLIVEIRA, J.T. 2010. Quitinozoários da Formação Ribeira da Laje, Sinclinal de Amêndoa Mação (Ordovícico Superior, Portugal). *e-Terra*, 17 (19), 1-4.

VELA, J.A. & CORBACHO, J. 2009. Trilobites from the Upper Ordovician of Bou Nemrou-El Kaid Errami (Morocco). *Batalleria (Barcelona): revista de paleontología*, 16, 16-36.

VERMEIJ, G.J. 1987. *Evolution and Escalation: An Ecological History of Life.* Princeton University Press, 527 pp.

VERNEUIL, E.D. & BARRANDE, J. 1855-1856. Description des fossiles trouvés dans les terrains silurien et dévonien d'Almaden, d'une partie de la Sierra Morena et des montagnes de Tolède. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(12), 964-1025.

VIDAL, M., LOI, A., DABARD, M.P. & BOTQUELEN, A. 2011. A Palaeozoic open shelf benthic assemblage in a protected marine environment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306(1), 27-40.

VILLAS, E. 1985. Braquiópodos del Ordovícico medio y superior de las Cadenas Ibéricas Orientales. *Memorias del Museo Paleontológico de la Universidad de Zaragoza*, 1, 1–153.

VILLAS, E. 2005. Paleogeografía y paleoclimatología del Ordovícico, 85-94. *In* GÁMEZ VINTANED, LIÑAN, E. & VALENZUELA RÍOS (eds.), *Libro de resúmenes de las VI Jornadas Aragonesas de Paleontología*, Ricla, Teruel.

VILLAS, E., COLMENAR, J., GUTIÉRREZ-MARCO, J.C., PEREIRA, S., ÁLVARO, J.J., GARCÍA-BELLIDO, D.C. & LORENZO, S. 2016. Biostratigraphic assessment of the uppermost Ordovician in the central Anti-Atlas (Morocco). *The PalAss Annual Meetin 2016, December 2016. Lyon, France*, 52.

VILLAS, E., HAMMANN, W. & HARPER, D.A.T. 2002. Foliomena Fauna (Brachiopoda) from the Upper Ordovician of Sardinia. *Palaeontology*, 45(2), 267–295.

VILLAS, E., VENNIN, E., ÁLVARO, J.J., HAMMANN, W., HERRERA, Z.A., & PIOVANO, E.L., 2002. The late Ordovician carbonate sedimentation as a major triggering factor of the Hirnantian glaciation, Bulletin de la société geologique de France, 173, 569–578.

VINASSA DE REGNY, P. 1927. Fossili ordoviciani sardi. Parte 1. *Memorie della Regia Accademia Nazionale dei Lincei, Classe di Scienze fisiche*, 6(2), 437-496.

VIZCAÏNO, D. & ÁLVARO, J.J. 2003. Adequacy of the lower Ordovician trilobite record in the southern Montagne Noire (France): biases for biodiversity documentation. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 93(04), 393-401.

VIZCAÏNO, D., ÁLVARO, J.J. & Monceret, É. 2004. Trilobites and ichnofossils from a new fossil Lagerstätte in the Lower Cambrian Pardailhan Formation, southern Montagne Noire, France. *Geobios*, 37(2), 277-286.

VOGDES, A.W. 1890. *A bibliography of Paleozoic Crustacea from 1698 to 1889, including a list of North American species and a systematic arrangement of genera* (Issues 62-65), 177pp. US Government Printing Office.

VOKÁČ, V. 1988. Remarks on the lichid trilobite *Dicranogmus simplex* (Barr., 1846) from the Silurian of Bohemia. *âasopis pro Mineralogii a Geologii*, 33, 63-64.

VOKÁČ, V., MORAVEC, J. K. & HARTL, F. 2011. A Discovery of Eudolatites Delo, 1935 (Dalmanitidae, Trilobita) in the Libeň Formation (Lower Sandbian, Upper Ordovician, Prague Basin, Bohemia). *Folia Musei rerum naturalium Bohemiae occidentalis. Geologica et Paleobiologica*, 45(1-2), 95-97.

VOLBORTH, A. V. 1863 Über die mit glatten Rumpfgliedern versehenen russischen Trilobiten, nebst einem Anhange über die Bewegungsorgane und über das Herz derselben. *Mémoires de l'Academie Impériale des Sciences de St.-Petersbourg*, 6(2), 1-47.

WAHLENBERG, G. 1818. Petrificata Telluris Svecanae. *Nova Acta Regiae Societatis Scientarium Upsaliensis*, 8, 1-116.

WAISFELD, B.G. & HENRY, J.L. 2003. Huemacaspis (Trilobita, Kerfornellinae) from the Late Ordovician of the Argentine Cordillera Oriental. *Geobios*, 36(4), 491-499.

WALCH, J.E.I. 1771. *Die Naturgeschichte der Versteinerungen, Dritter Theil*. Nuremberg, Paul Jonathan Felstecker, 235 pp.

WALKER, S.E., 1992. Criteria for recognizing marine hermit crabs in the fossil record using gastropod shells. *Journal of Paleontology*, 66, 535–558.

WARBURG, E. 1925. The trilobites of the *Leptaena* Limestone in Dalarne. *Bulletin of the geological Institution of the University of Upsala*, 17, 1-446.

WEBBY, B.D. 1998. Steps toward a global standard for Ordovician stratigraphy. *Newsletters on Stratigraphy*, 36(1), 1-33.

WEBBY, B.D. 2002. Patterns of Ordovician reef development, 129-179. *In* KIESSLING, W.; FLÜGEL, E. & GOLONKA, J. (eds.), Phanerozoic reef patterns. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 72.

WEBBY, B.D., DROSER, M.L., PARIS, F., AND PERCIVAL, I. (2004). *The Great Ordovician Biodiversification Event*, New York, Columbia University Press, 484 pp.

WELLER, S. 1907. Descriptions of new species of Ordovician fossils from China. *Extract from Proceedings US National museum*, 32(1549), 1-12.

WENWEI, Y., ZHOU, Z.Y., SIVETER, D.J. & ZHOU, Z.Q. 2003. The ontogeny of the Ordovician trilobite Ovalocephalus and its bearing on the affinity and evolution of the genus. Special papers in Palaeontology, 70, 259-269.

WESTERMANN, G.E.G. 2000. Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt at order. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(1-2), 1-13.

WESTERVELD, J. 1956. Roches éruptives, gîtes métallifères et métamorphisme entre Mangualde et le Douro dans le Nord du Portugal. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 12 (1-2), 101-127.

WESTROP, S.R. 1996. Temporal persistence and stability of Cambrian biofacies: Sunwaptan (Upper Cambrian) trilobite faunas of North America. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 127(1-4), 33-46.

WHEELER, Q.D. & PLATNICK, N.I. 2000. The Phylogenetic Species Concept (sensu Wheeler and Platnick). *In* WHEELER, Q.D. & MEIER, R. (eds.), *Species Concepts and Phylogenetic Theory: A Debate.* New York: Columbia University Press, 55-69.

WHITTARD, W.F. 1940. The Ordovician trilobite fauna of the Shelve-Corndon District, West Shropshire. Part I. Agnostidæ, Raphiophoridæ, Cheiruridæ. *Journal of Natural History*, 5(26), 153-172.

WHITTARD, W.F. 1960. The Ordovician trilobites of the Shelve Inlier, Shropshire. Part V. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 487(113), 163-167.

WHITTARD, W.F. 1961. The Ordovician trilobites of the Shelve Inlier, West Shropshire. Part V. *Monograph of the Palaeontographical Society, London*, 491(114), 163-196.

WHITTINGTON, H.B. 1941. Silicified Trenton trilobites. *Journal of Paleontology*, 15, 492-522.

WHITTINGTON, H.B. 1948. Redescription of the trilobite Eoharpes Raymond 1905. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 104(1-4), 221-228.

WHITTINGTON, H.B. 1950. British trilobites of the Family Harpidae. **Monograph of the Palaeontographical Society** *London*, 447(103), 1-55.

WHITTINGTON, H.B. 1953. North American Bathyuridae and Leiostegiidae (Trilobita). *Journal of Paleontology*, 27(5), 647-678.

WHITTINGTON, H.B. 1954. A new Ordovician graptolite from Oklahoma. *Journal of Paleontology*, 28(5), 613-621.

WHITTINGTON, H.B. 1956. Type and other species of the Odontopleuridae (Trilobita). *Journal of Paleontology*, 30(3), 504-520.

WHITTINGTON, H.B. 1960. Cordania and other trilobites from the Lower and Middle Devonian. *Journal of Paleontology*, 34,405-420.

WHITTINGTON, H.B. 1962. A monograph of the Ordovician trilobites of the Bala area, Merioneth. *Palaeontographica Society (Monographs)*, 497(116), 33-62.

WHITTINGTON, H.B. 1963. Middle Ordovician trilobites from Lower Head, western Newfoundland. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology at Harvard College*, 129(1), 1-118.

WHITTINGTON, H.B. 1965. Trilobites of the Ordovician Table Head Formation, Western Newfoundland. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology Harvard University***,** 132(4), 275-442.

WHITTINGTON, H.B. 1966. Phylogeny and distribution of Ordovician trilobites. *Journal of Paleontology*, 40, 696-737.

WHITTINGTON, H.B. 1968. The Ordovician trilobites of the Bala Area, Merioneth. Part IV. *Monograph of the Palaeontographical Society, London*, 502(122), 93-138.

WHITTINGTON, H.B. 1992. *Trilobites*, 145 pp. Woodbridge, Suffolk, UK; Rochester, NY, USA: Boydel Press.

WHITTINGTON, H.B. 1997. Illaenidae (Trilobita): morphology of thorax, classification, and mode of life. *Journal of Paleontology*, 71(05), 878-896.

WHITTINGTON, H.B. 1999. Siluro-Devonian Scutelluinae (Trilobita) from the Czech Republic: morphology and classification. *Journal of Paleontology*, 73(03), 414-430.

WHITTINGTON, H.B. 2000. Stygina, Eobronteus (Ordovician Styginidae, Trilobita): Morphology, classification, and affinities of Illaenidae. *Journal of Paleontology*, 74(5), 879-889.

WHITTINGTON, H.B. 2003. The trilobite family Nileidae: morphology and classification. *Palaeontology*, 46(4), 635-646.

WHITTINGTON, H. B. & CAMPBELL, K. S. W. 1967. Silicified Silurian trilobites from Maine. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, Harvard, 135, 447-483.

WHITTINGTON, H.B. & EVITT, W.R. 1954. Silicified Middle Ordovician trilobirtes. *Geological Society of America, Memoirs*, 59, 1-137.

WHITTINGTON, H.B. & HUGHES, C.P. 1972. Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. *Philosophical transactions of the Royal Society of London*, 263(850), 235-278.

WHITTINGTON, H.B. & KELLY, S.R.A. 1997. *Morphological terms applied to Trilobita*, 313-329. *In* KAESLER, R.L. (eds) Treatise on Invertebrate Paleontology. Part O, Arthropoda, 1.

WILDE, P. 1991. Oceanography in the Ordovician. *In* Barnes, C.R. & Williams, S.H. (eds), *Advances in Ordovician geology*. Geological Survey of Canada Paper, 90 (9), 271-282.

WILEY, E.O. 1978. The evolutionary species concept reconsidered. *Systematic Biology*, 27(1), 17-26.

WILLIAMS, A. 1948. The Lower Ordovician cryptolithids of the Llandeilo district. *Geological Magazine*, 85, 65-88.

WILLIAMS, A. 1963. The Caradocian brachiopod faunas of the Bala District, Merionethshire. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology, 8*, 327–471.

WINCHELL, A. & MARCY, O. 1865. Enumeration of fossils collected in the Niagara limestone at Chicago, Illinois; with descriptions of several new species. *Memoirs of the Boston Society of Natural History*, 1, 81-113.

WU, H. 1977. Comments on new genera and species of Silurian-Devonian trilobites in southwest China and their significance. *Acta Palaeontologica Sinica*, 16, 95-117.

WU, H. 1987. Upper Silurian trilobites from Luqu-Tewo area of west Qinling Mounts, China, 243-256. *In* Late Silurian-Devonian strata and fossils from Luqu-Tewo area of west Qinling, 185 pp. Memoirs of the Queensland Museum Mountains, China. Volume 2. (Nanjing University Press: Nanjing).

WU, J. & XIA, S. 1990. A Caradocian new trilobite genus from Cili County, Hunan Province. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences edition)*, 26(1), 168-172.

XIANG, L. & JI, Z. 1988. Upper Ordovician (Middle Ashgillian) trilobites from the Linxiang Formation in southern China. *Chinese Academy of Geological Sciences, Professional Papers of Stratigraphy and Palaeontology*, 19, 1-20.

XIANG, L. & ZHOU, T. 1987. *Trilobites*, 294-335. *In* Biostratigraphy of the Yangtse Gorge area. Volume 2. Early Palaeozoic era. Geological Publishing House: Beijing. 641pp.

YIN, G. & LI, S. 1978. Trilobita, 385-595. *In* Atlas of Palaeontology of Southwest China, Guizhou Province. Vol. 1, Cambrian-Devonian. Beijing (Geological Pubslishing House). [Em Chinês].

YIN, G., TRIPP, R.P., ZHOU, Z., ZHOU, Z. & YUAN, W. 2000. Trilobites and biofacies of the Ordovician Pagoda Formation, Donggongsi of Zunyi, Guizhou Province, China. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 90, 203-220.

YOUNG, T.P. 1985. *The stratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal*, 441 pp. PhD thesis, University of Sheffield, Sheffield, United Kingdom.

YOUNG, T.P. 1988. The lithostratigraphy of the upper Ordovician of central Portugal. *Journal of the Geological Society*, 145, 377–392.

YOUNG, T.P. 1989. Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: fácies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. *In* T. P. YOUNG, W.E.G. TAYLOR (Eds.), Phanerozoic Ironstones. *Geological Society Special Publication*, 46, 51-63.

YOUNG, T.P. 1992. Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99, 321-347.

YUAN, W., ZHOU, Z., SIVETER, D.J. & ZHOU Z. 2003. The ontogeny of the Ordovician trilobite Ovalocephalus and its bearing on the affinity and evolution of the genus. *Special Papers in Palaeontology*, 70, 259–269.

ŽELÍZKO, J.V. 1922. Príspěvek k poznání Dalmanitů pásma D-d1y u Plzence. *Sborník Mestského historického musea v Plzni*, 6, 114-118.

ZHAN, R. & JIN, J. 2005. Brachiopods from the Middle Ordovician Shihtzupu Formation of Yunnan Province, China. *Acta Palaeontologica Polonica*, 50(2), 365–393.

ZHAN, R., JIN, J. & CHEN, P. 2010. Early-Mid Ordovician *Yangtzeella* (Syntrophiidina, Brachiopoda) and its evolutionary significance. *Palaeontology*, 53, 77–96.

ZHAN, R-B., J-Y. RONG, J. JIN, & L. R M. COCKS. 2002. Late Ordovician brachiopod communities of southeast China. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39, 445–468.

ZHANG, W.T. 1974. *Silurian Trilobites*, 173–187. *In* NANJING INSTITUTE OF GEOLOGY AND PALAEONTOLOGY, ACADEMICA SINICA (eds) *Handbook of the stratigraphy and palaeontology of southwest China.* Science Press, Beijing. [Em Chinês].

ZHANG, W.T. 1981. *Trilobita*, 134–213. *In* Palaeontological Atlas of Northwest China, Xinjiang, vol. 1. Beijing: Geological Publishing House. [Em Chinês].

ZHANG, W.T. 1983. On the subfamily Coronocephalinae (Trilobita). *Palaeontogia Cathayana*, 1, 195-257.

ZHOU, T.M., LIU, Y.R., MENG, X.S. & SUN, Z.H. 1977. *Trilobita*. *Palaeontological Atlas of Central and South China*, 1, 104-266.

ZHOU, Z. & DEAN W. T. 1989. Trilobite evidence for Gondwanaland in east Asia during the Ordovician. *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 3, 131–140.

ZHOU, Z.-Y, CHEN, X., WANG, Z., WANG, Z., LI, J., GENG, L., FANG, Z., QIAO, X. & ZHANG, T. 1992. Ordovician of Tarim, 62–139. *In* ZHOU, Z. & CHEN, P. (eds.), Biostratigraphy and Geological Evolution of Tarim, Science Press, Beijing.

ZHOU, Z.Y. & DEAN, W.T. 1986. Ordovician trilobites from Chedao, Gansu Province, North-West China. *Palaeontology*, 29, 743-786.

ZHOU, Z.Y. & ZHEN, Y.Y. 2008. Trilobite-constrained Ordovician biogeography of China with reference to faunal connections with Australia. *Linnean Society of New South Wales*, 129,183-195.

ZHOU, Z.Y. & ZHOU, Z.Q. 1982. An Ashgill (Rawtheyan) trilobite faunule from Ejin Qi, Nei Monggol (Inner Mongolia). *Acta Palaeontologica Sinica*, 21(6), 668-671.

ZHOU, Z.Y. & ZHOU, Z.Q. 2006. Late Ordovician trilobites from the Zhusilenghaierhan area, Ejin Banner, western Inner Mongolia, China. *Memoir-Association of Australasian Palaeontologists*, 32, 383.

ZHOU, Z.Y. & ZHOU, Z.Q. 2008. *Latest Cambrian and Ordovician*, 208–274. *In* ZHOU, Z.Y. & ZHEN, Y.Y. (eds) *Trilobite Record of China*. Science Press, Beijing.

ZHOU, Z.-Y., BERGSTRÖM, J., ZHOU, Z.-Q., YUAN, W.-W. & ZHANG, Y.-B. 2011. Trilobite biofacies and palaeogeographic development in the Arenig (Ordovician) of the Yangtze Block, China. Palaeoworld, 20 (1), 15-45.

ZHOU, Z.Y., BERGSTRÖM, J., ZHOU, Z.Q., YUAN, W.W. & ZHANG, Y.B. 2011. Trilobite biofacies and palaeogeographic development in the Arenig (Ordovician) of the Yangtze Block, China. *Palaeoworld*, 20(1),15-45.

ZHOU, Z.Y., YIN, G. & TRIPP, R. 1984. Trilobites from the Ordovician Shihtzupu Formation, Zunyi, Guizhou Province, China. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 75, 13-36.

ZHOU, Z.Y., YUAN, W. & ZHOU, Z.Q. 2010. Evolutional trends and palaeobiogeography of the Ordovician trilobite *Ovalocephalus* Koroleva 1959. *Proceedings of the Royal Society of London B: Biological Sciences 277(1679)*, 257–266.

ZHOU, Z.Y., ZHEN, Y.Y., ZHOU, Z.Q. & YUAN, W.W. 2009. Ordovician trilobite biogeography of China. *Journal of Palaeogeography*, 11, 69-80.

ZHOU, Z.Y., ZHOU Z.Q. & YUAN, W.W. 2001. Llanvirn-early Caradoc trilobite biofacies of western Hubei and Hunan, China. *Alcheringa*, 25, 69-86.

ZHOU, Z.-Y., ZHOU, Z. Q. & ZHANG, J. 1989. Ordovician trilobite biofacies of North China Platform and its western marginal area. *Acta Palaeontologica Sinica*, 28, 296–313.

ZHOU, Z.Y., ZHOU, Z.Q. & YUN, W. 2005. Late Ordovician trilobite fauna and succession, Yichang, Hubei Province, China. *Acta Palaeontologica Sinica*, 44(3), 346.

ZHOU, Z.Y., ZHOU, Z.Q., YUAN, W.W. & ZHOU, T.M. 2000. Late Ordovician trilobite biofacies and palaeogeographical development, western Hubei-Hunan. *Journal of Stratigraphy*, 24(4), 249-263.

ZWANZIG, M. & LIEBERMANN, S., 2012. A Silurian Bohemoharpes twice used an empty shell of an orthocone nautiloid as refuge for moulting, 58. *In* BUDIL, P., FATKA O. (Eds.), *The 5th Conference on Trilobites and their relatives*, Czech Geological Survey, Prague.

ESTAMPAS

Estampa 1

Figs. A-J: *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A-D – MG215 (lectótipo), vistas dorsal (A), lateral (B), oblíqua (C) e anterior (molde interno de carapaça);

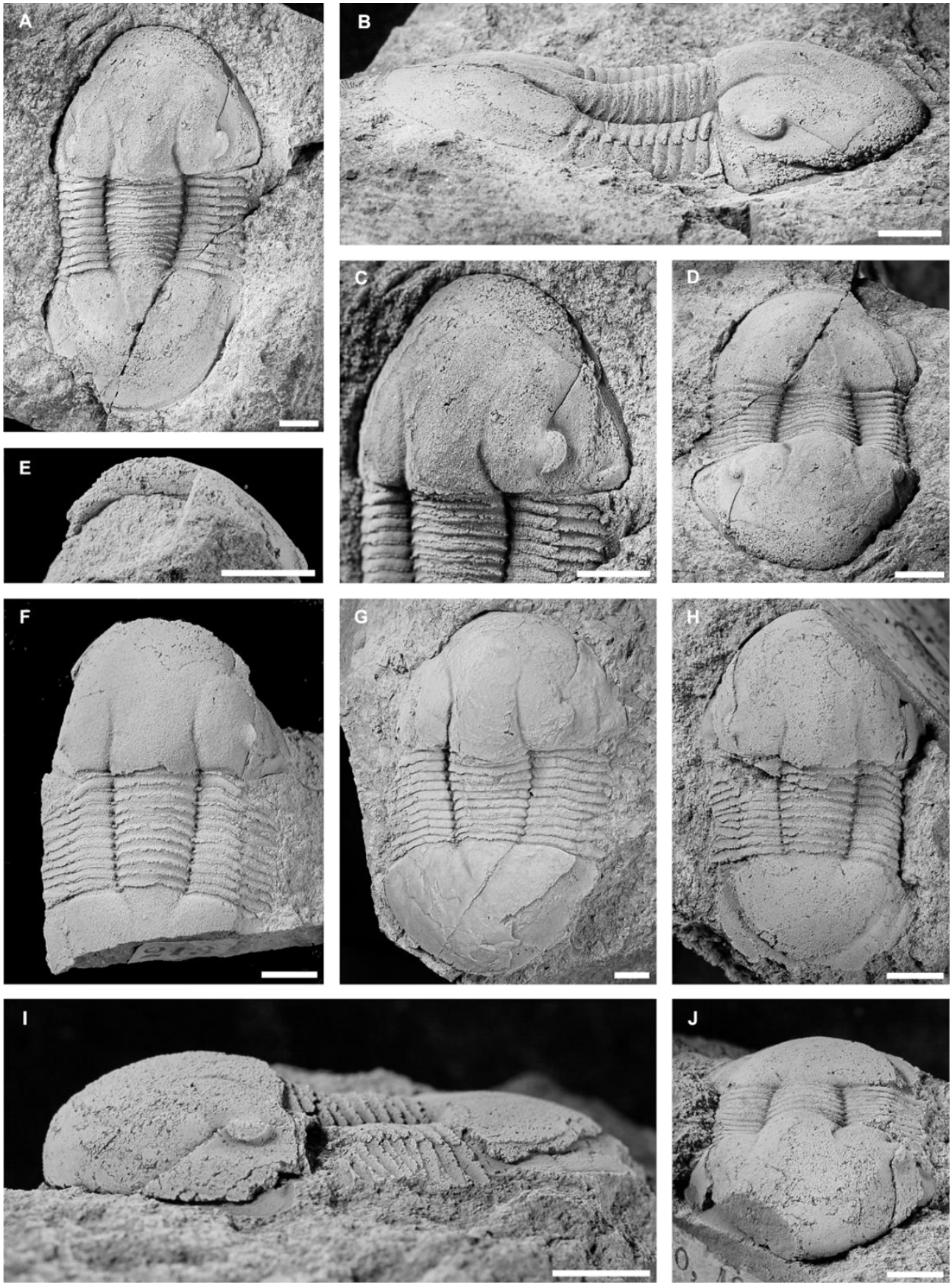
E, F – MG213, vistas ventral (E, detalhe da placa rostral) e dorsal (F) (molde interno de carapaça);

G – MG2803, vista dorsal (molde interno de carapaça);

H-J – MG2817, vistas dorsal (H), lateral (I) e anterior (J) (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 1



Estampa 2

Figs. A-K: *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A – MG2817, vista dorsal, detalhe da librigena (molde interno de carapaça).

B, C, E – MG2806, vistas dorsal (B, C) e lateral (E) (molde interno, B, E, e correspondente externo, C, de carapaça);

D – MG2814, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

F – MG2808, vista dorsal (molde interno de carapaça);

G – MG2811, vista dorsal (molde interno de carapaça);

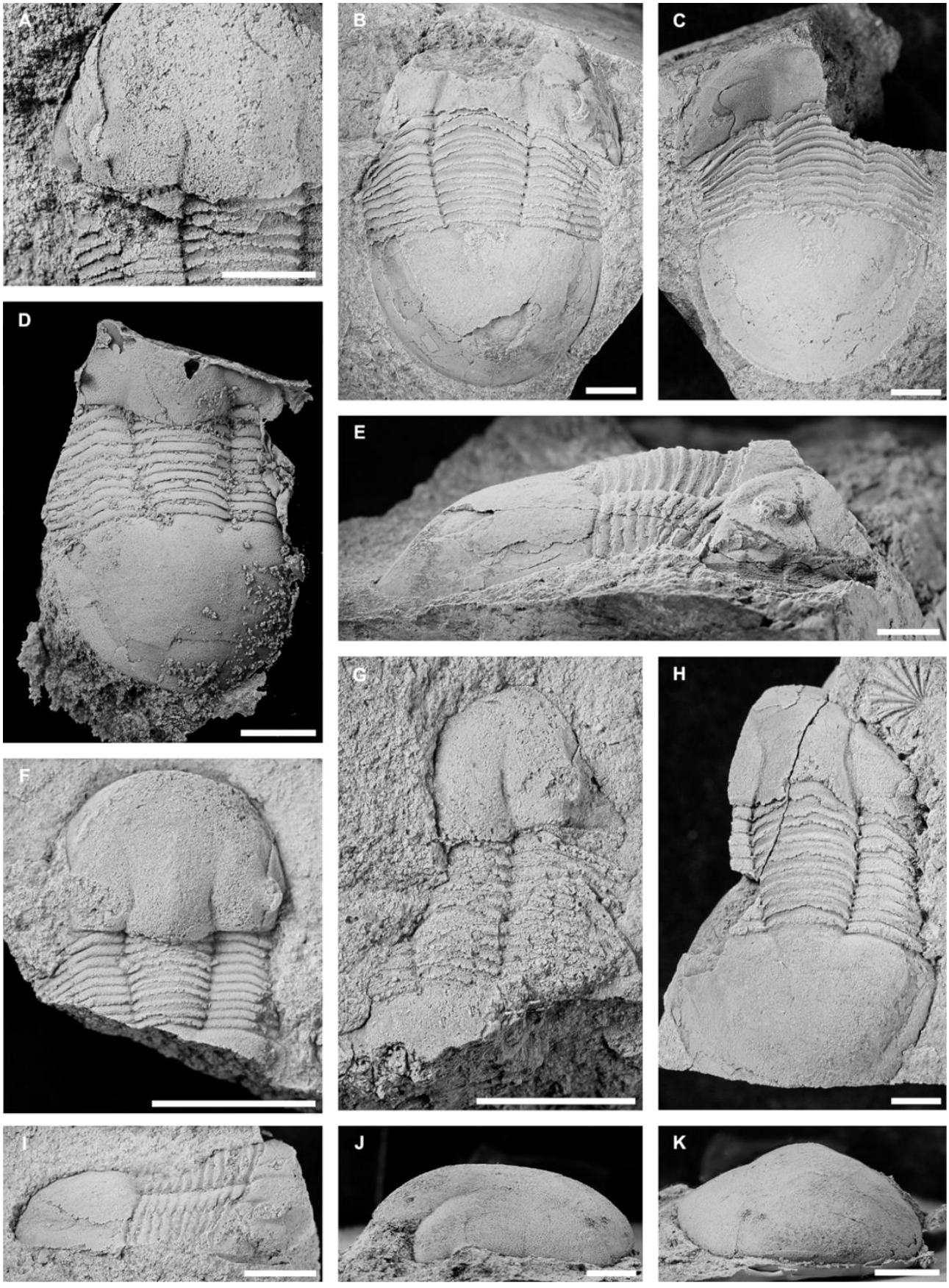
H – MG2817, vista dorsal (molde interno de carapaça);

I – MG2807, vista lateral (molde interno de carapaça);

J, K – MG2821, vistas lateral (J) e anterior (K) (contramolde em látex de molde externo de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 2



Estampa 3

Figs. A-O: *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Buçaco e Penacova.

A-C – MG2821, vistas dorsal (A, B) e anterior (C) (contramolde em látex de molde externo de cranídio, A e molde interno de cranídio, B; Louredo, LOR-PSA-1).

D, G – MG2813-2, vistas dorsal (D) e lateral (G) (molde interno de cranídio; Louredo, LOR-PSA-1);

E – MG2814, vista dorsal (molde interno de toracopigídio; Louredo, LOR-PSA-1);

F, H – MG2813-1, vistas dorsal (F) e lateral (H) (molde interno de dois cranídios; Louredo, LOR-PSA-1);

I, L – MG2818, vistas lateral (I) e dorsal (L) (molde interno de pigídio; Louredo, LOR-PSA-1);

J – MG2804, vista dorsal (molde interno de carapaça; Louredo, LOR-PSA-1);

K – MG2818-3, vista lateral (molde interno de pigídio; Louredo, LOR-PSA-1);

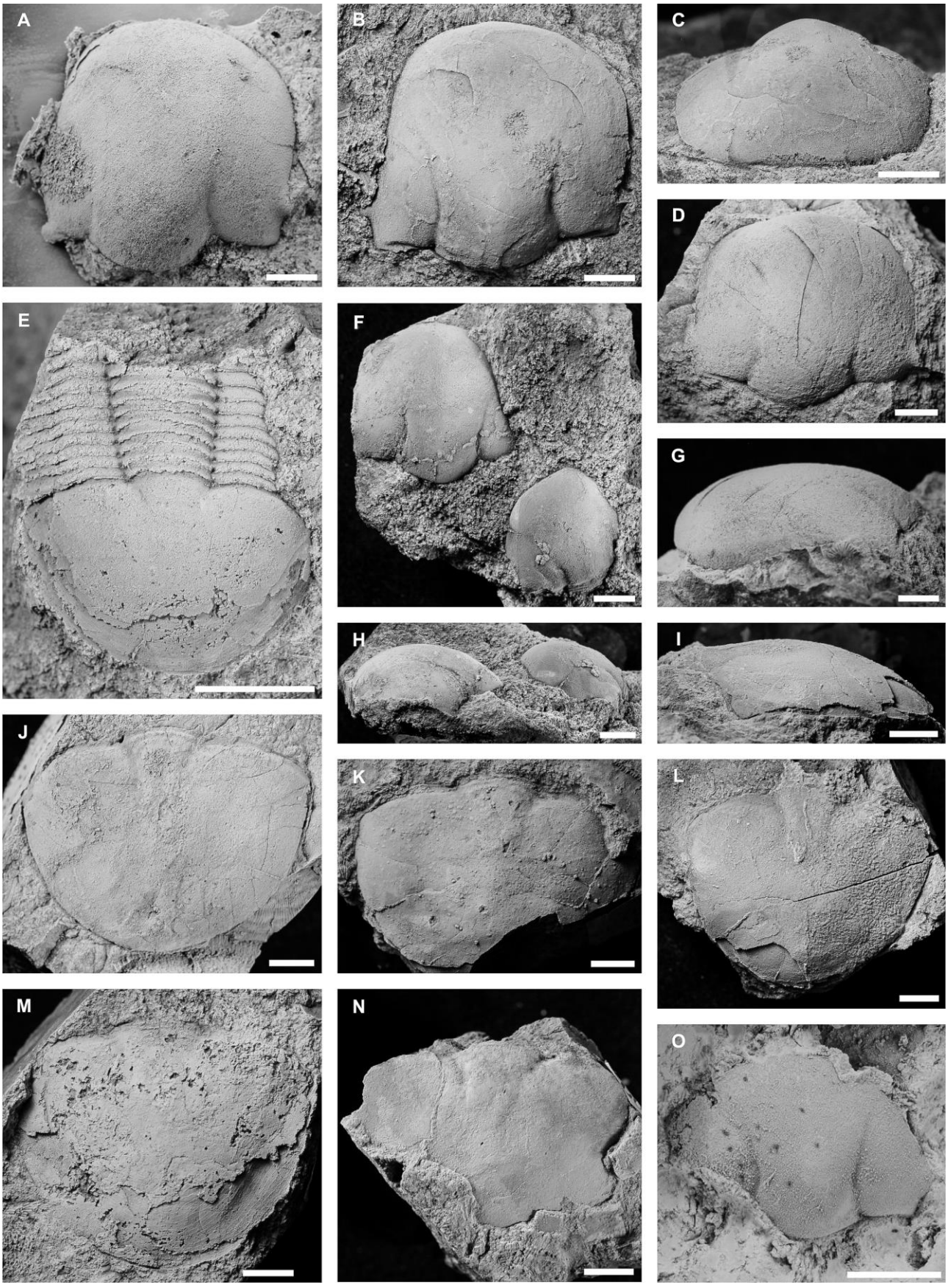
M – MG2818-4, vista dorsal (molde interno de pigídio; Louredo, LOR-PSA-1);

N – MG2820-1, vista dorsal (molde interno de pigídio; Louredo, LOR-PSA-1).

O – MG2534, vista dorsal (molde interno de cranídio; Galhano, ZUV-PSA-C4).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 3



Estampa 4

Figs. A-G: *Cekovia piresi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

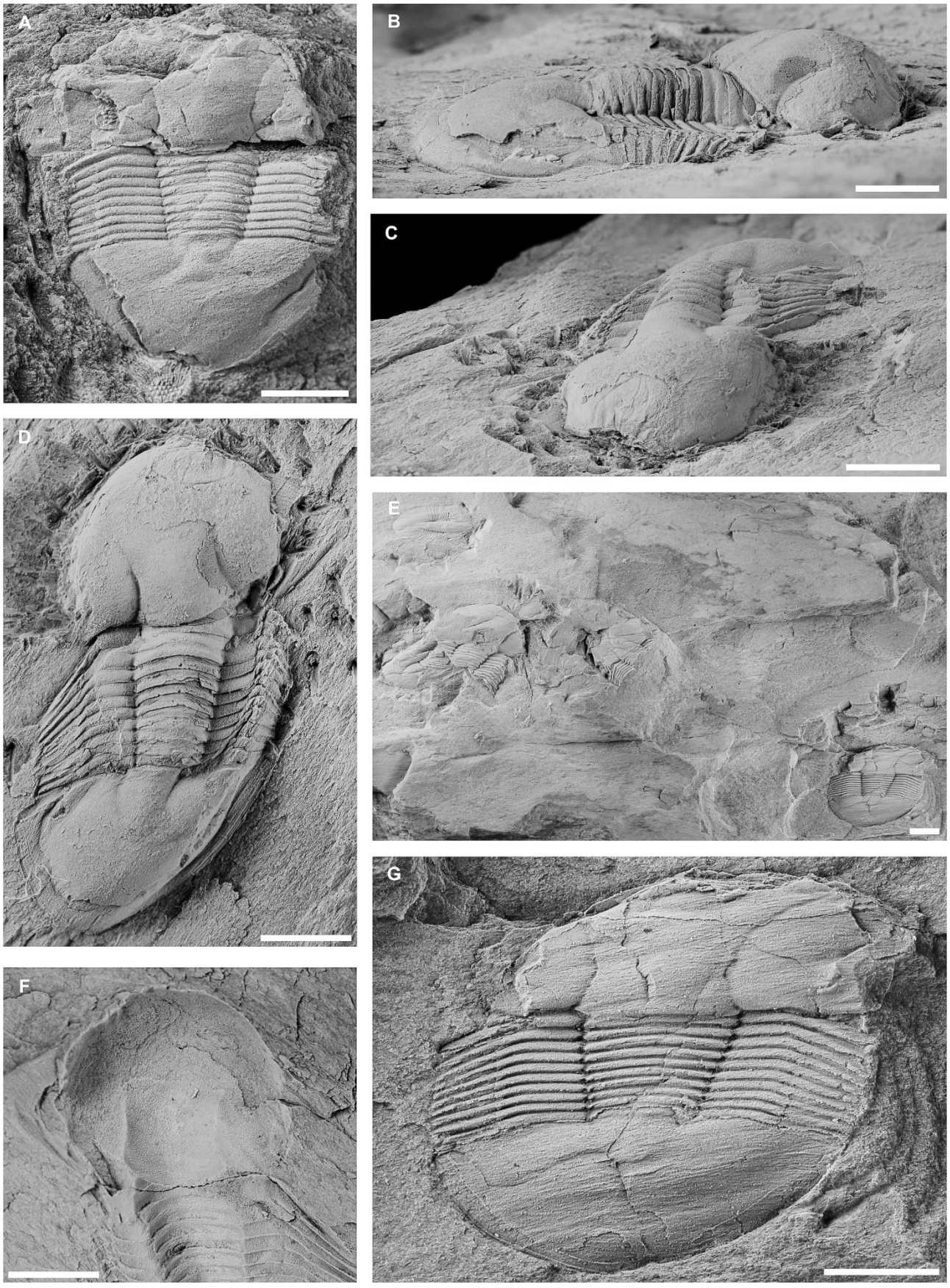
A – CMP0025 (holótipo), vista dorsal (molde interno de carapaça);

B-D, F – CMP0045, vistas lateral oblíqua (B), anterior (C) e dorsal (D, F) (molde interno, B-D, e correspondente externo, F, de carapaça);

E, G – CMP0029, vista dorsal de moldes internos de vários espécimes e detalhe (G) de um dos espécimes (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 4



Estampa 5

Figs. A-K: *Cekovia piresi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, D – CMP0026, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente externo, D, de carapaça incompleta; em D, observa-se parte da dobra cefálica deslocada posteriormente);

B – CMP0036, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – CMP0066, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

E – CMP0047, vista dorsal (molde interno de carapaça);

F – CMP0049, vista dorsal (molde interno de carapaça);

G – CMP0027, vista dorsal (molde interno de carapaça);

H – MNHN/U.L.-TP-0555, vista dorsal (molde interno de carapaça);

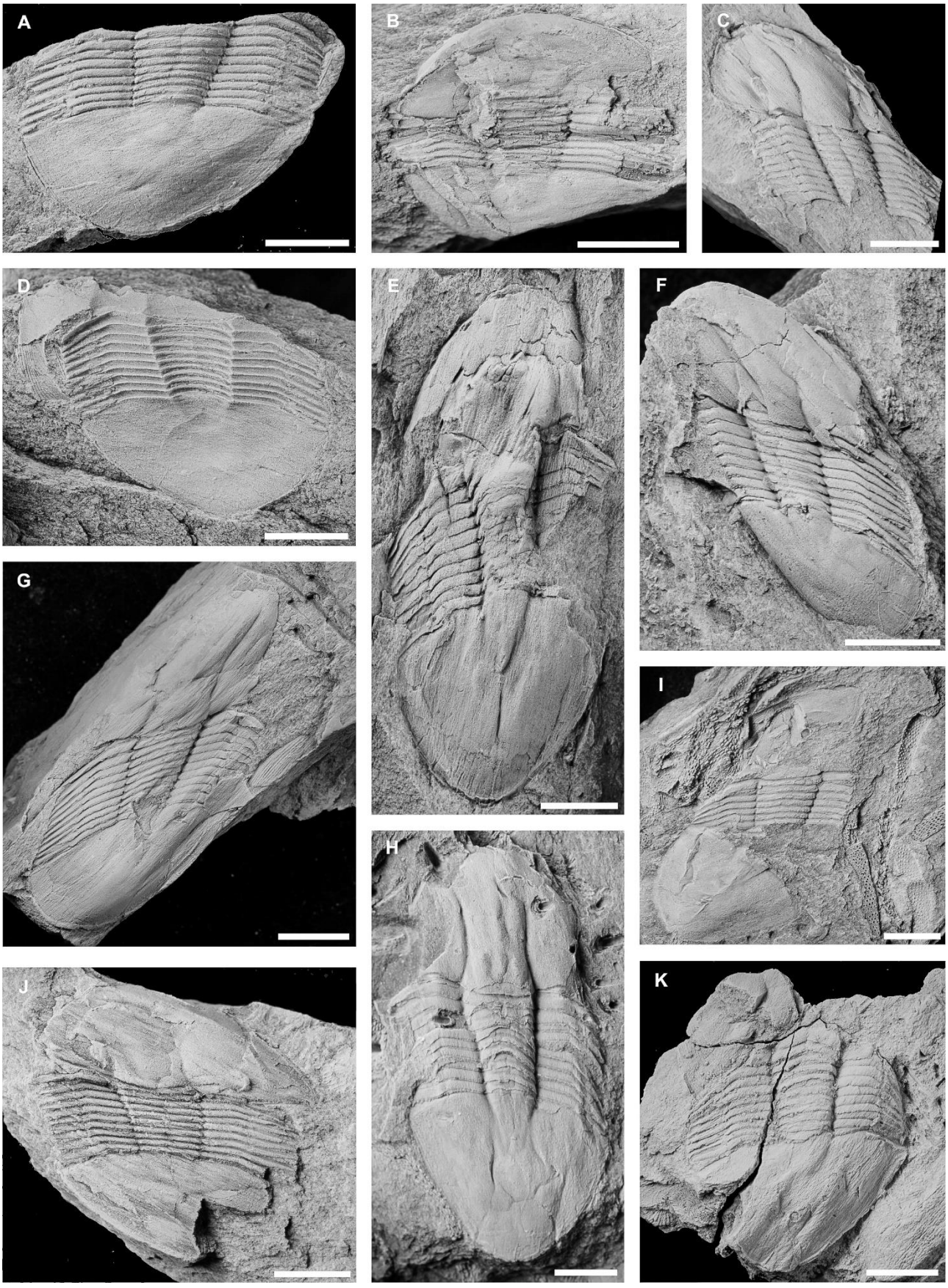
I – CMP0050, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada, com exposição parcial de dobras cefálicas);

J – CMP0143, vista dorsal (molde interno de carapaça);

K – CMP0035, vista dorsal (molde interno de carapaça; detalhe da superfície ocular e dobra librigenal).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 5



Estampa 6

Figs. A-E: *Cekovia* cf. *transfuga* (Barrande, 1872) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, B, D – CMP0062, vistas dorsal (A, B) e anterior (D) (molde interno de cranídio; A – par estereoscópico);

C – MGUTAD15038, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada, permitindo observação da dobra);

Figs. E-M: *Cekovia* sp.; D-K do Membro Poiares (SAZ-MP-1) e L-M do Membro Riba de Cima (SAZ-MRC-1) da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Sazes de Lorvão, Penacova.

E – MGUTAD15711, vista dorsal (molde externo de librigena);

F – MGUTAD15617, vista dorsal (molde interno de cranídio);

G – MGUTAD15616, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H – MGUTAD15607, vista dorsal (molde interno de cranídio);

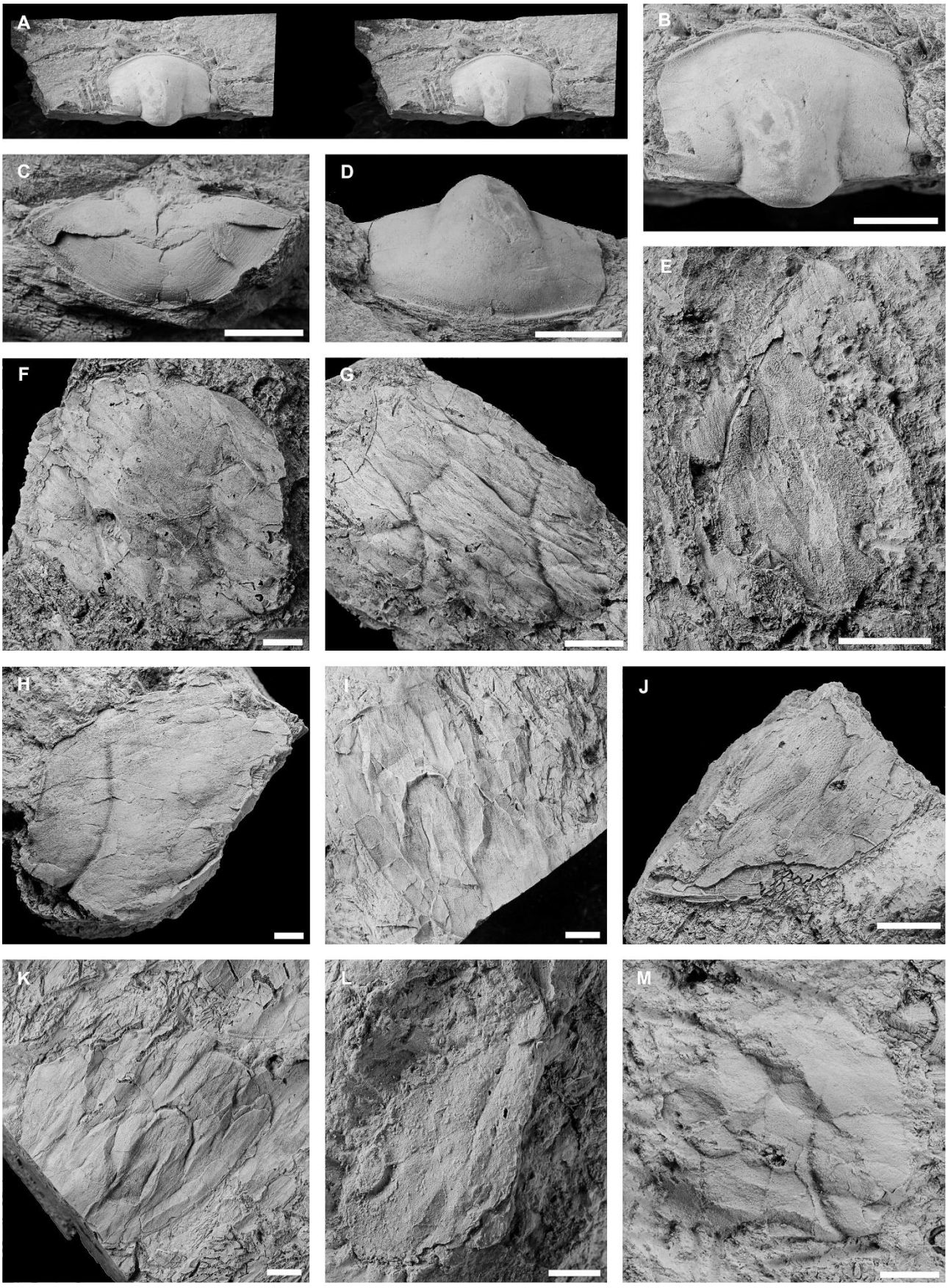
I, K – MGUTAD15710, vista dorsal (molde externo, I, e correspondente interno, K, de pigídio);

L – MG30630, vista dorsal (molde interno de librigena);

M – MG30585, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 6



Estampa 7

Figs. A-C: *Cekovia* sp. do Membro Riba de Cima (SAZ-MRC-1) da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Sazes de Lorvão, Penacova.

A – MG30583, vista dorsal (molde interno de cranídio);

B – MG30611, vista dorsal (molde interno de pigídio);

C – MG30582, vista ventral (molde interno de dobra librigenal).

Figs. D-E: ? *Cekovia* cf. *perplexa* Hammann, 1992 do Membro Poiares da Formação Ferradosa de Espinheira (ESP-MP-1), Penacova.

D, E – MG30570, vista dorsal (molde externo, D, e correspondente interno, E, de pigídio);

Figs. F, I, L: ? *Cekovia* aff. *perplexa* Hammann, 1992 da parte inferior da Formação Lower Second Bani (unidade G de Destombes *et al*., 1985) do topo do Kralodvoriano (topo do Katiano) da secção de Aït Isioul, oeste de Tagounite, Marrocos.

F, I, L – MGUTAD15638, vistas dorsal (F), lateral (I) e anterior (L; detalhe da ornamentação) (molde interno de cranídio);

Figs. G, H, J, K, M, N: *Cekovia transfuga* (Barrande, 1872) da Formação Letná do Berouniano inferior (ca. Sandbiano) da República Checa.

G, J, M – NMP-L19289, vistas dorsal (G), anterior (J) e lateral (M) (molde interno de cranídio);

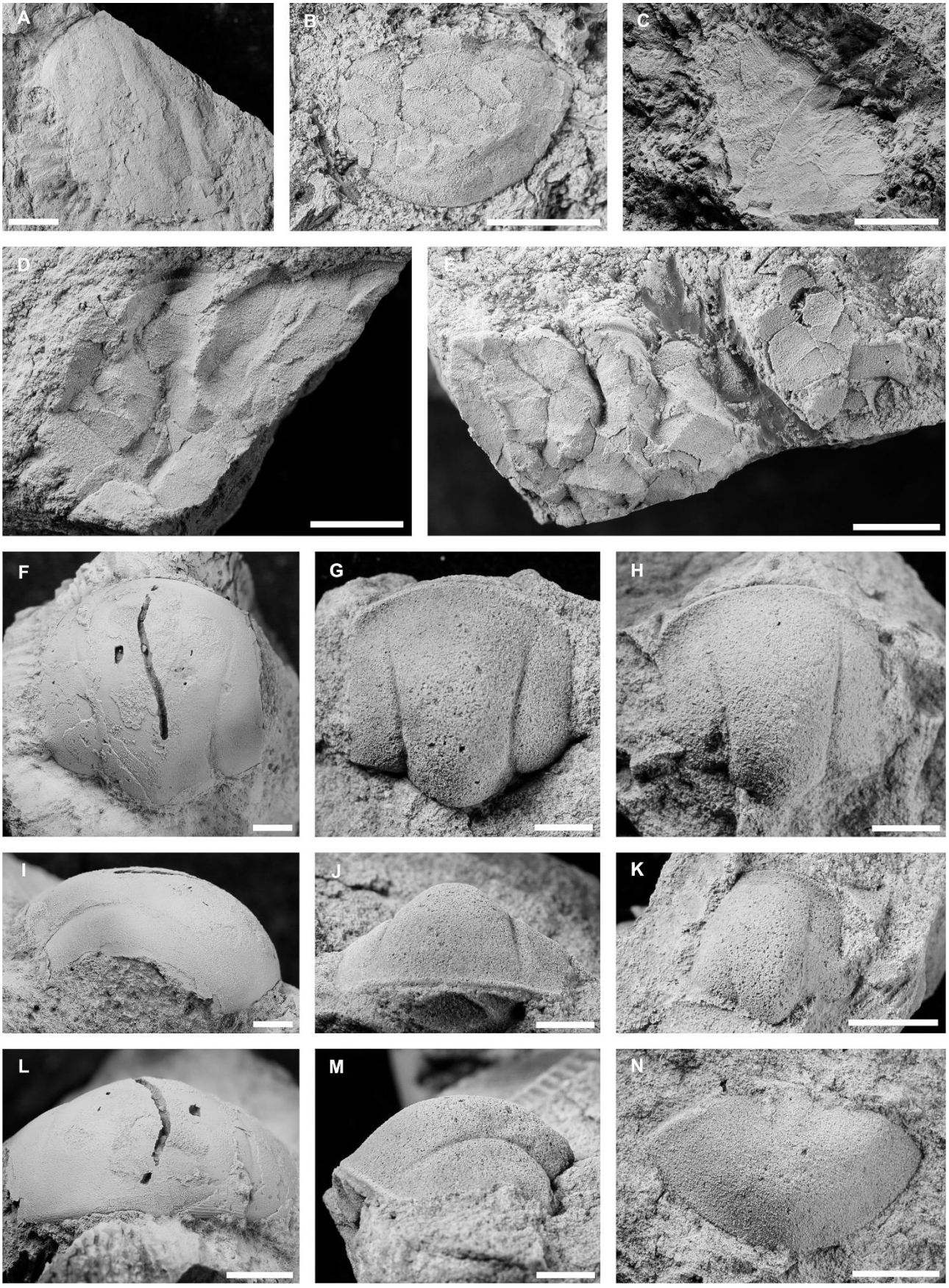
H – NMP s/n, vista dorsal (molde interno de cranídio);

K – NMP-L33052, vista dorsal (molde interno de cranídio; figurado por Bruthansová, 2002, fig. 14e);

N – NMP s/n, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 7



Estampa 8

Figs. A-G, J: *Cekovia salteri* (Barrande, 1852) da Formação Zahořany, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), República Checa.

A – NMP-L15601, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – NMP-s/n, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – NMP32677, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

D – NMP32677, vista dorsal (molde interno de carapaça);

E – NMP-L15602, vista dorsal (molde interno de carapaça);

F – NMP-L15606, vista dorsal (molde interno de librigena);

G – NMP-s/n, vista dorsal (molde interno de pigídio);

J – CGS-MS708, vista dorsal (molde intenro de pigídio esfoliado, permitindo observação da dobra pigidial; figurado por Šnajdr, 1957, pl. IX, fig. 1).

Figs. H, I, K: *Cekovia* ?*loredensis* (Thadeu, 1947) do Membro Lumaquelas Terminales da Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2), Espanha (incluídos nos paratipos de *Vysocania iberica* por Hammann, 1976).

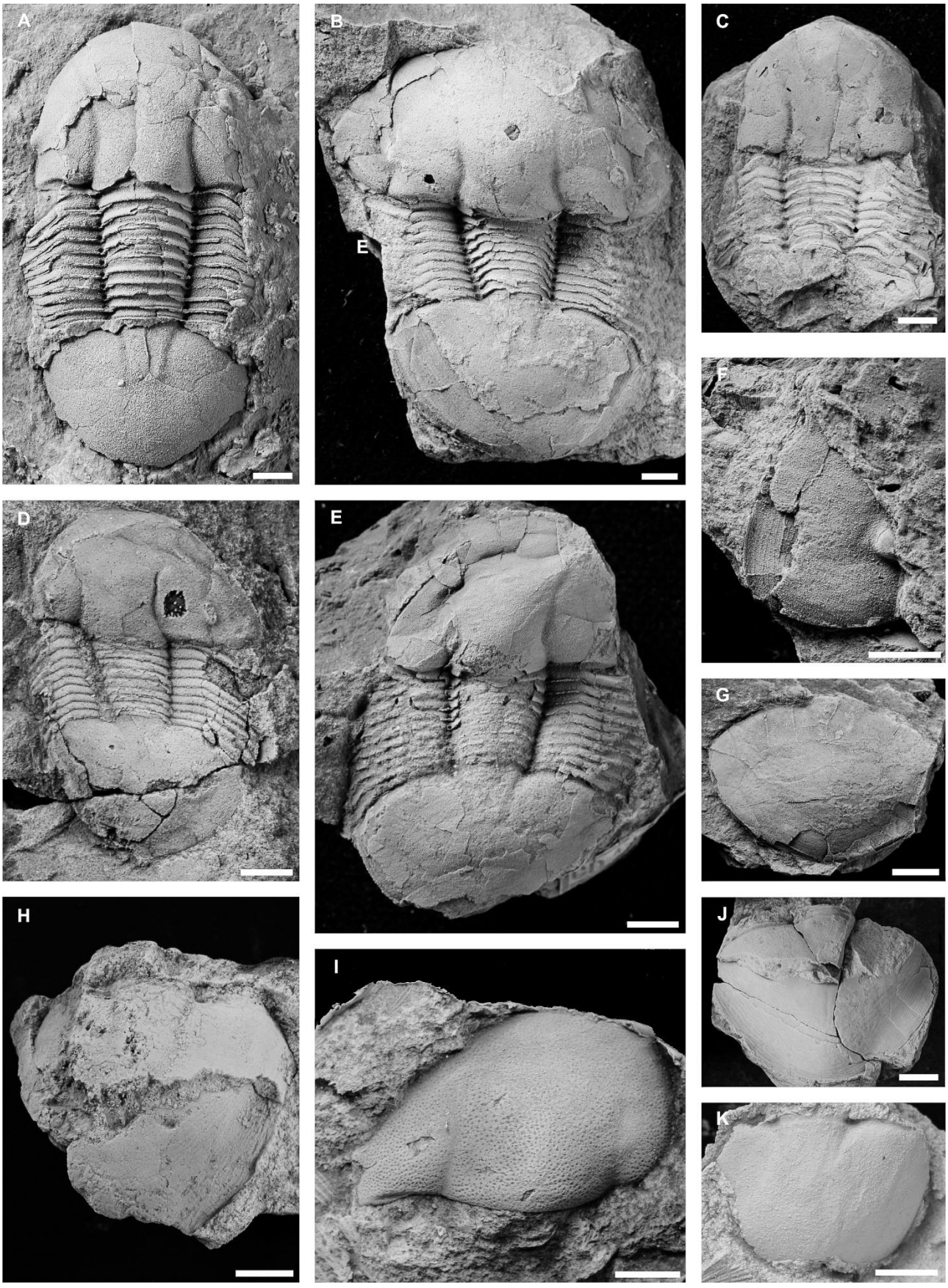
H – SMF24874, vista dorsal (molde interno de pigídio esfoliado, permitindo observar a dobra pigidial);

I – SMF24863, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio; figurado por Hammann, 1976, est. 3, fig. 28b);

K – SMF24874, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 8



Estampa 9

Figs. A-J: *Vysocania iberica* (Hammann, 1976); A-C, E-F, do Membro Lumaquelas Terminles da Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. Katiano inferior), Almáden, Espanha; D, G-J, da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal.

A, B – SMF24873, vistas dorsal (A) e lateral (B) (molde interno de cranídio);

C – SMF24872, vista dorsal (molde interno de placa rostral);

D, G – CMG0012, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo e detalhe de molde interno de uma carapaça);

E – SMF24861, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-7);

F – SMF24871, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

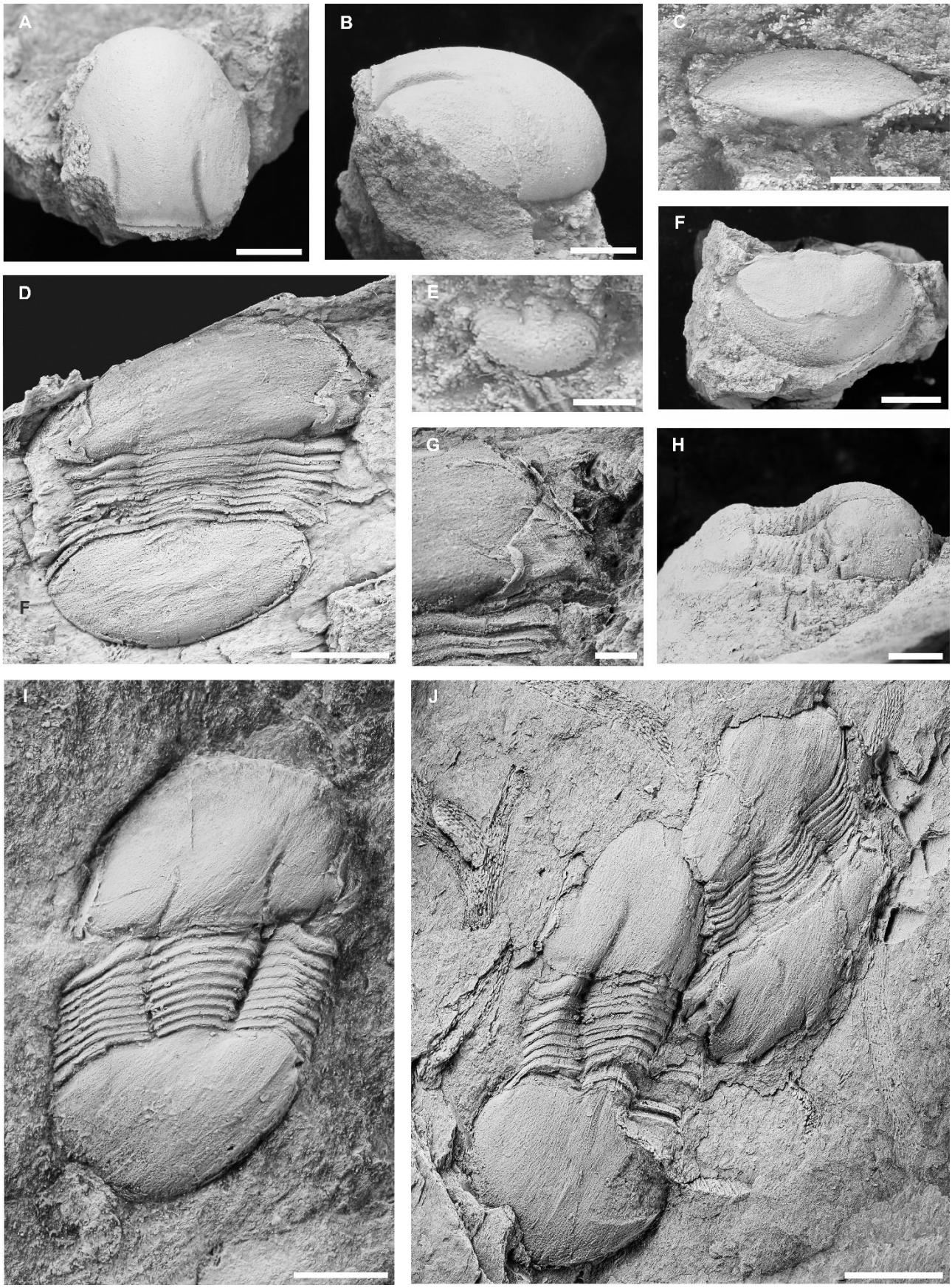
H – CMP0200, vista lateral (molde interno de uma carapaça);

I – CMP0142, vista dorsal (molde interno de uma carapaça);

J – CMP0142, vista dorsal (molde interno de duas carapaças).

Escala das figuras = 5 mm, exceto em E e G (= 2mm).

Estampa 9



Estampa 10

Figs. A-K: *Vysocania iberica* (Hammann, 1976); A, C-D, da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal; B, E-K, da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano Superior (ca. Katiano inferior, Ka2), Buçaco, Portugal.

A – CMP0300, vista dorsal (moldes internos de duas carapaças e um cefalão);

B, E-G – MG214, vistas dorsal (B, E), lateral (F) e anterior (G) (contramolde em látex de molde externo, B, molde externo, E e moldes internos, F-G, de uma carapaça);

C, D – CMP0295, vista dorsal (molde interno, C, e contramolde em látex de correspondente externo, D, de carapaça);

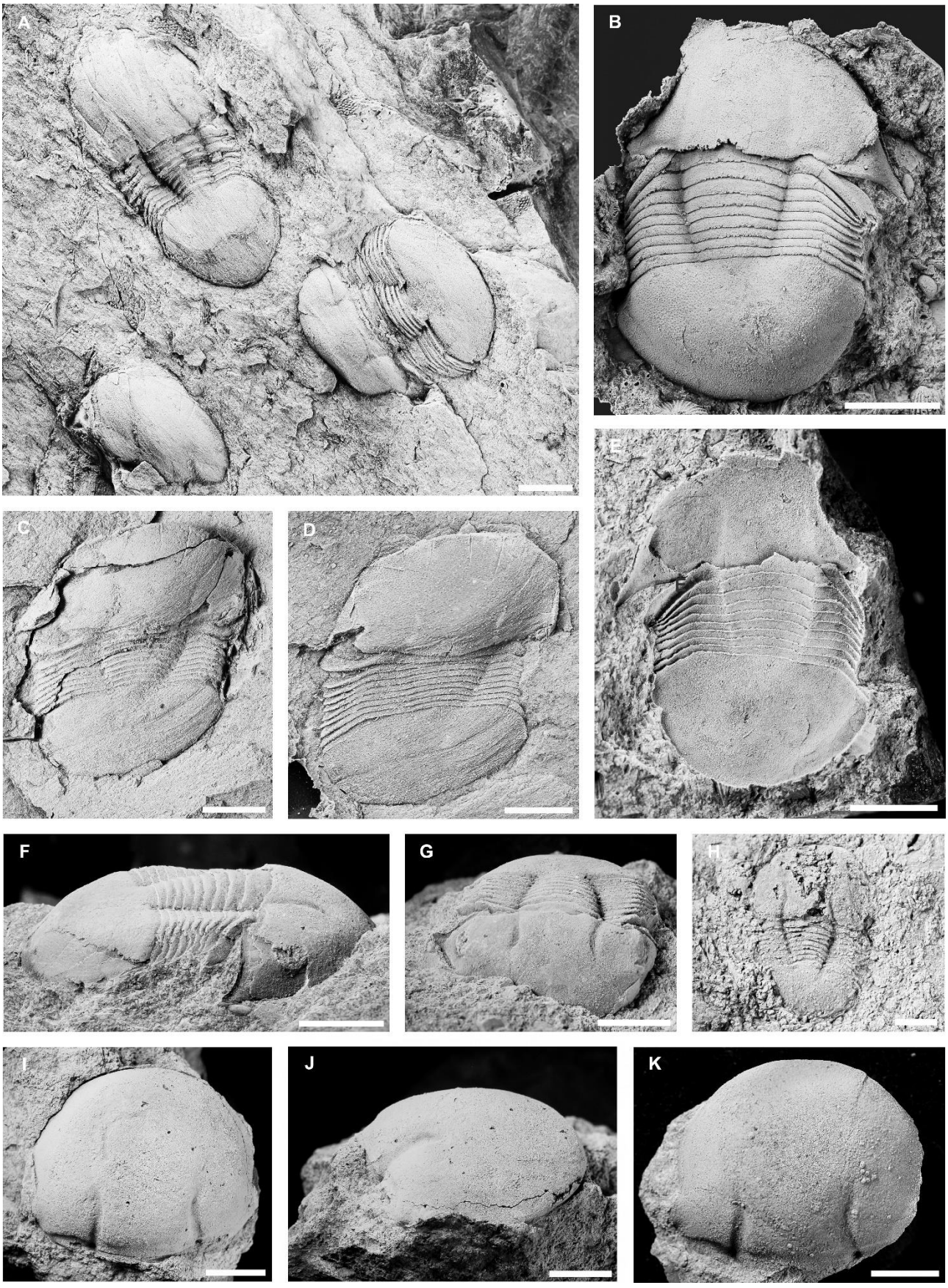
H – MG2805, vista dorsal (molde interno de uma carapaça meraspis, grau-8);

I, J – MG2813-11, vistas dorsal (I) e lateral (J) (molde interno de cranídio);

K – MG2813, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto em H (= 2mm).

Estampa 10



Estampa 11

Figs. A-C: *Vysocania iberica* (Hammann, 1976) da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano Superior (ca. Katiano inferior, Ka2), Buçaco, Portugal.

A – MG2828-1, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MG2820-2, vista dorsal (molde interno de pigídio);

C – MG2820-4, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. D-P: *Vysocania moraveci* n. sp.; D-K, da Formação Libeň, Berouniano inferior (Sandbiano), Zbiroh (D-H, J-K) e Rumpál (I), República Checa; M-N, P, da Formação Letná, Berouniano inferior (ca. Sandbiano), Chrustenice, República Checa.

D, E – JV10511 (holótipo), vistas dorsal (D) e lateral (E) (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

F – JV10516, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – MS10658, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

H – MS1751, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

I – MBHR6166, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

J, K – MS1746, vistas dorsal (J) e lateral (K) (molde interno de cranídio);

L – JV1502, vista oblíqua (molde interno de cefalão);

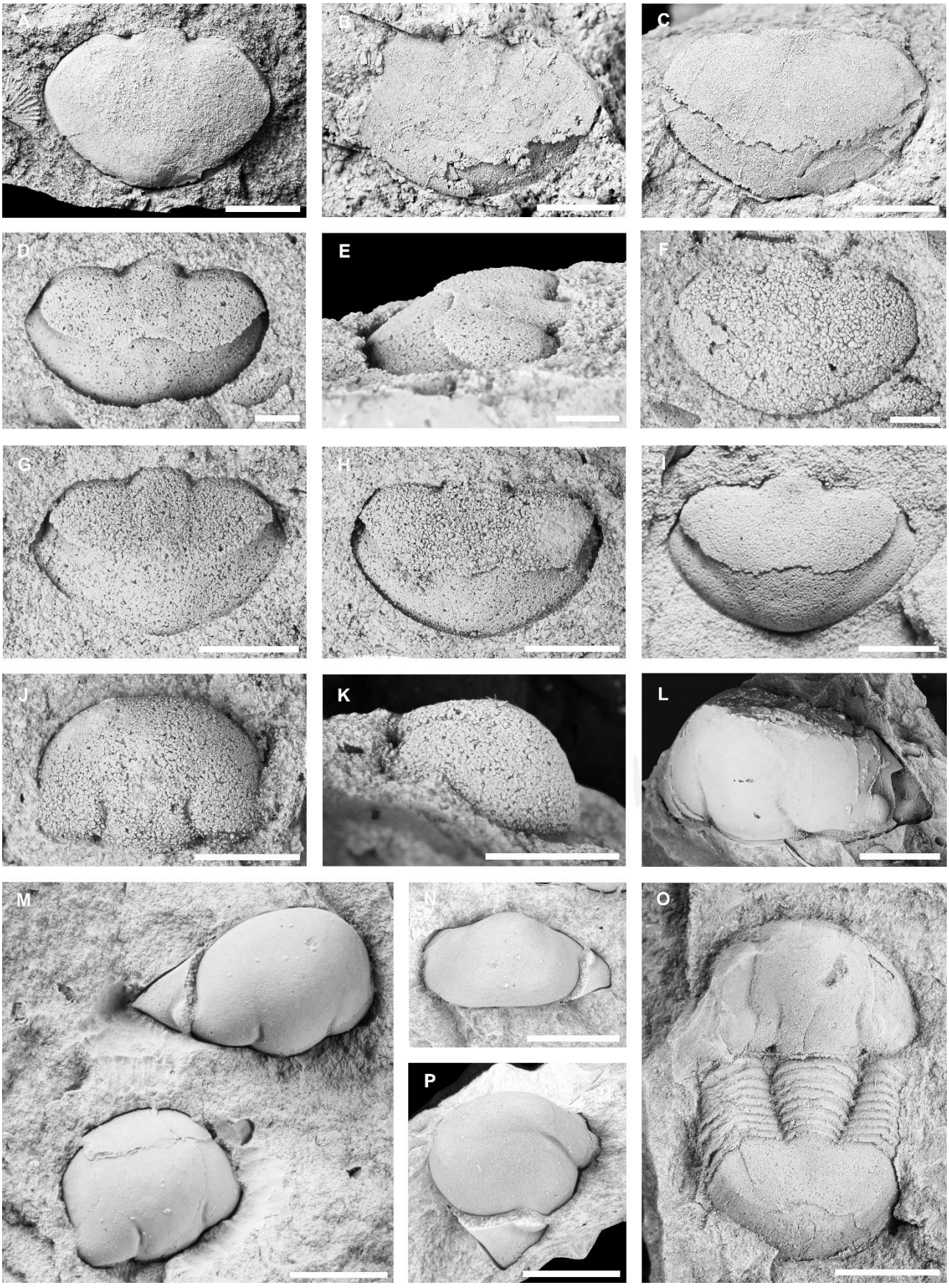
M-N, P – NMP23937, vistas dorsal (M), anterior (N) e lateral (P) (moldes internos de um cefalão e um cranídio).

Fig. O: *Vysocania panderi* (Barrande, 1852) da Formação Vinice, Berouniano médio (? Sandbiano superior/Katiano inferior), Trubín, República Checa.

O – NMP35050, vista dorsal (molde interno de uma carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto em D-F (= 2mm).

Estampa 11



Estampa 12

Figs. A-J: *Vysocania panderi* (Barrande, 1852); A, da Formação Vinice, Berouniano médio (? Sandbiano superior/Katiano inferior), Trubín, República Checa; B-J, da Formação Zahořany, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), República Checa.

A – NMP35050, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – CGS-CD1112, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – NMP/sn, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – NMP-L15610, vista dorsal (molde interno de carapaça);

E – NHM42609-1, vista dorsal (moldes internos de duas carapaças);

F, G – NHM42609-2, vistas dorsal (F) e lateral (G) (molde interno de carapaça);

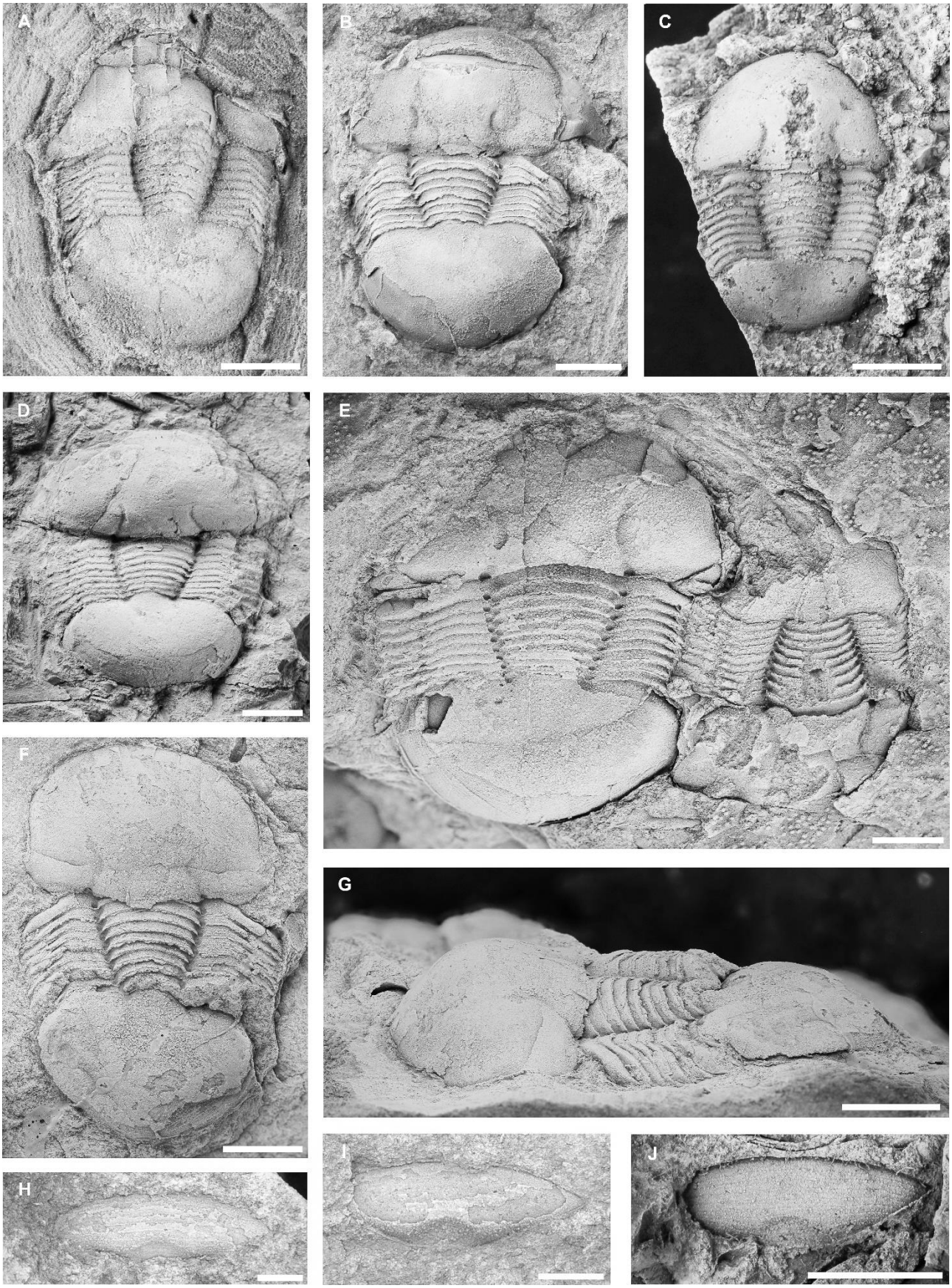
H – MS1751, vista ventral (molde interno de uma placa rostral);

I – L15605, vista ventral (molde interno de uma placa rostral);

J – JV10407, vista ventral (molde interno de uma placa rostral).

Escala das figuras = 5 mm, exceto em H-J (= 2mm).

Estampa 12



Estampa 13

Figs. A-L: *Vysocania panderi* (Barrande, 1852) da Formação Zahořany, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), República Checa.

A – NMP s/n, vista ventral (molde interno de placa rostral+hipostoma);

B, C – NHM42458-3, vistas oblíqua (B) e lateral (C) (molde interno de cefalão);

D-F – NMP35050, vistas dorsal (D), lateral (E) e anterior (F) (molde interno de cranídio);

G – CGS-JV2289, vista oblíqua (molde interno de cefalão);

H – NMPH&C, vista dorsal (molde interno de cefalão);

I – NHM42458-4, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

J – NHM42458-1, vista ventral (molde interno de uma carapaça enrolada; detalhe da dobra pigidial e da placa rostral);

K – CGS-JV10405, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

L – NMPs/n, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada);

Figs. M-O: *Vysocania vaneki* (Šnajdr, 1958) da Formação Bohdalec, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2), República Checa.

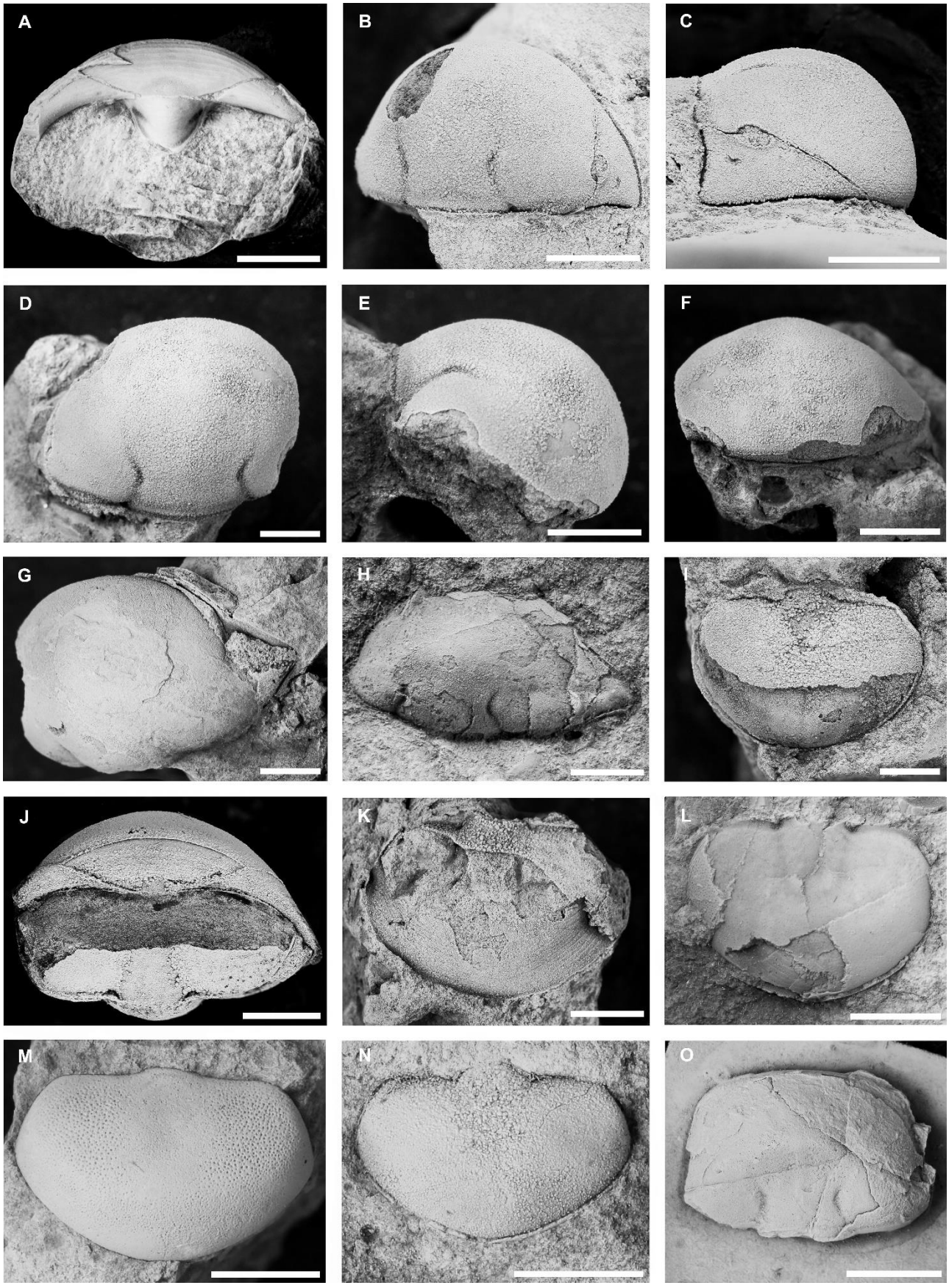
M – CGS-JV46, vista dorsal (molde interno de pigídio);

N – CGS-JV1431, vista dorsal (molde interno de pigídio);

O – CGS-JV10392, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 13



Estampa 14

Figs. A-E: *Vysocania vaneki* (Šnajdr, 1958) da Formação Bohdalec, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2), República Checa.

A – CGS-MS3, vista oblíqua (molde interno de cranídio);

B, C – NMP-L33192, vistas dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de cranídio);

D – CJS-VH5176-1, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-4);

E – CJS-A3, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-6).

Figs. F-M: *Vysocania oblita* (Barrande, 1872) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Kosov, República Checa.

F, G – CGS PB 2001, vista dorsal (molde externo, F, e interno, G, de uma carapaça);

H – CGS PB 2002, vista dorsal (molde interno de uma carapaça);

I – CGS-JV1641, vista dorsal (molde interno de um pigídio);

J – NMP8-200, vista dorsal (molde interno de um cranídio);

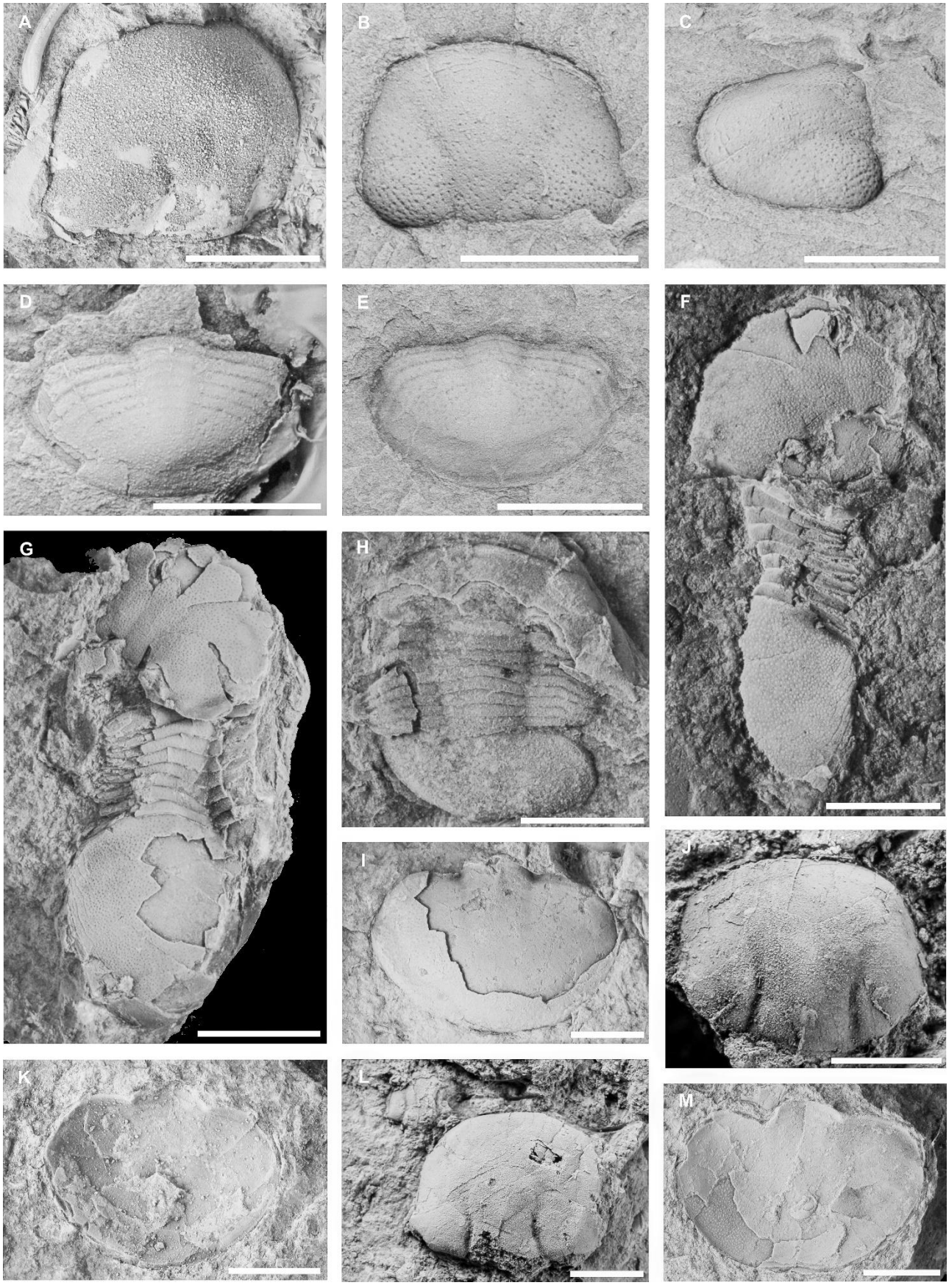
K – CGS-JV2739, vista dorsal (molde externo de um pigídio);

L – NMP6-00, vista dorsal (molde interno de um cranídio);

M – CGS-JV2739, vista dorsal (molde externo de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto B-E (=2 mm).

Estampa 14



Estampa 15

Figs. A-E: *Vysocania oblita* (Barrande, 1872) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Kosov, República Checa.

A – CGS-JV2743a, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-6);

B – CGS-JV2743b-1, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-6?);

C – CGS-JV2743b-2, vista dorsal (molde interno de cranídio meraspis?);

D – NMP-A1-1, vista dorsal (molde interno de cranídio meraspis?);

E – NMP-A1-2, vista dorsal (molde interno de cranídio meraspis?).

Figs. F-J: *Vysocania marocana* n. sp. da Formação Upper Ktaoua, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Zagora, Marrocos.

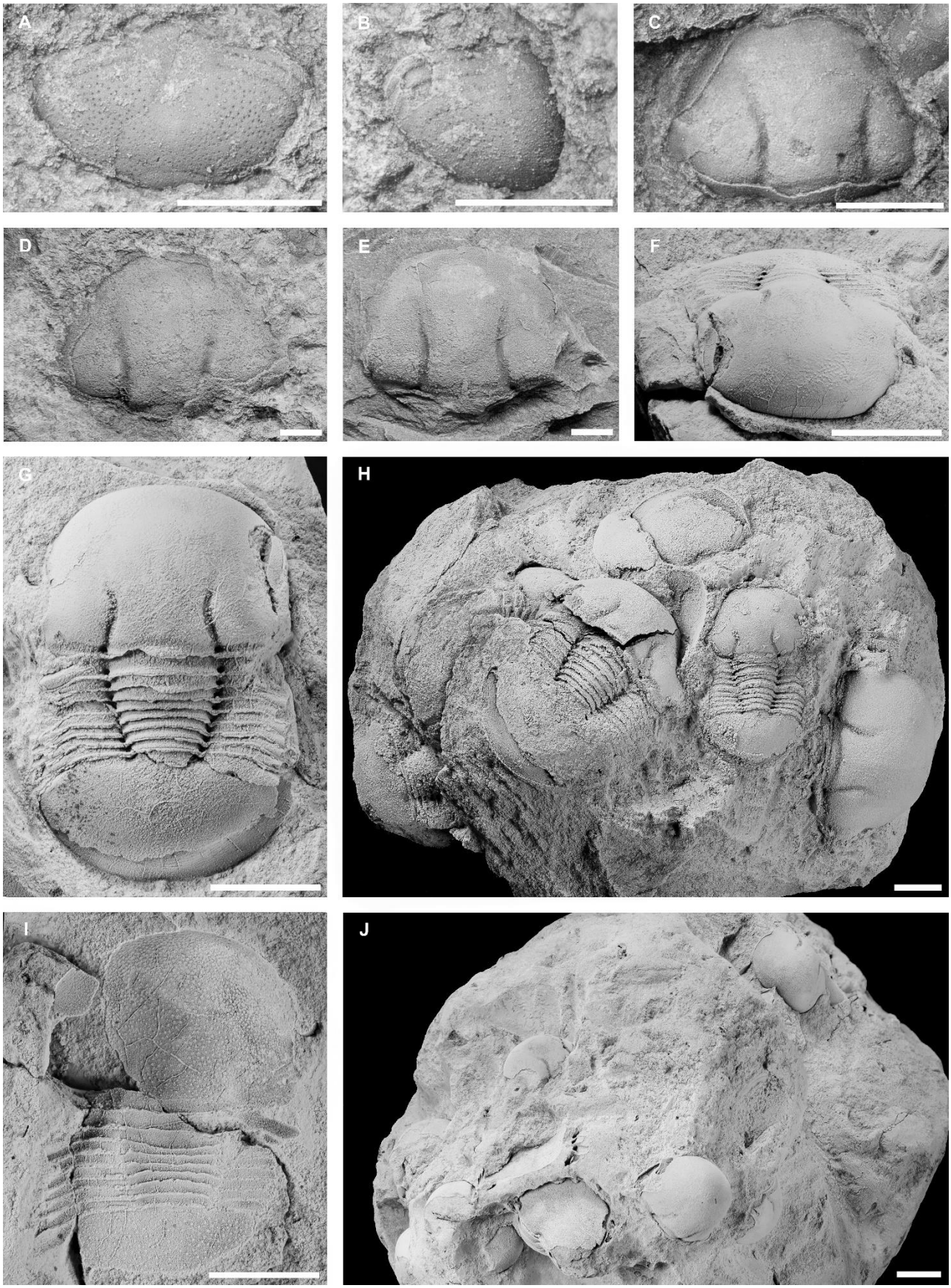
F, G, I – IGME6898X (holótipo), vistas anterior (F) e dorsal (G, I) (molde externo, I e interno, F, G de uma carapaça);

H – MGUTAD15702, moldes internos de vários escleritos;

J – IGME6895X, moldes internos de vários escleritos;

Escala das figuras A-C = 2 mm; D-E = 1 mm; F-J = 5 mm.

Estampa 15



Estampa 16

Figs. A-P: *Vysocania marocana* n. sp. da Formação Ktaoua-Superior, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Zagora, Marrocos.

A – IGME6898X (holótipo), vista lateral (molde interno de carapaça);

B, C – MGUTAD15701, vistas lateral (B) e oblíqua (C) (molde interno de carapaça);

D – IGME6896X, moldes de vários escleritos;

E – IGME6895, vista dorsal (molde externo de toracopigídio e dobra cefálica);

F, H, I – IGME6901X, vistas dorsal (F), anterior (H) e lateral (I) (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

G – IGME6902X, moldes de vários escleritos;

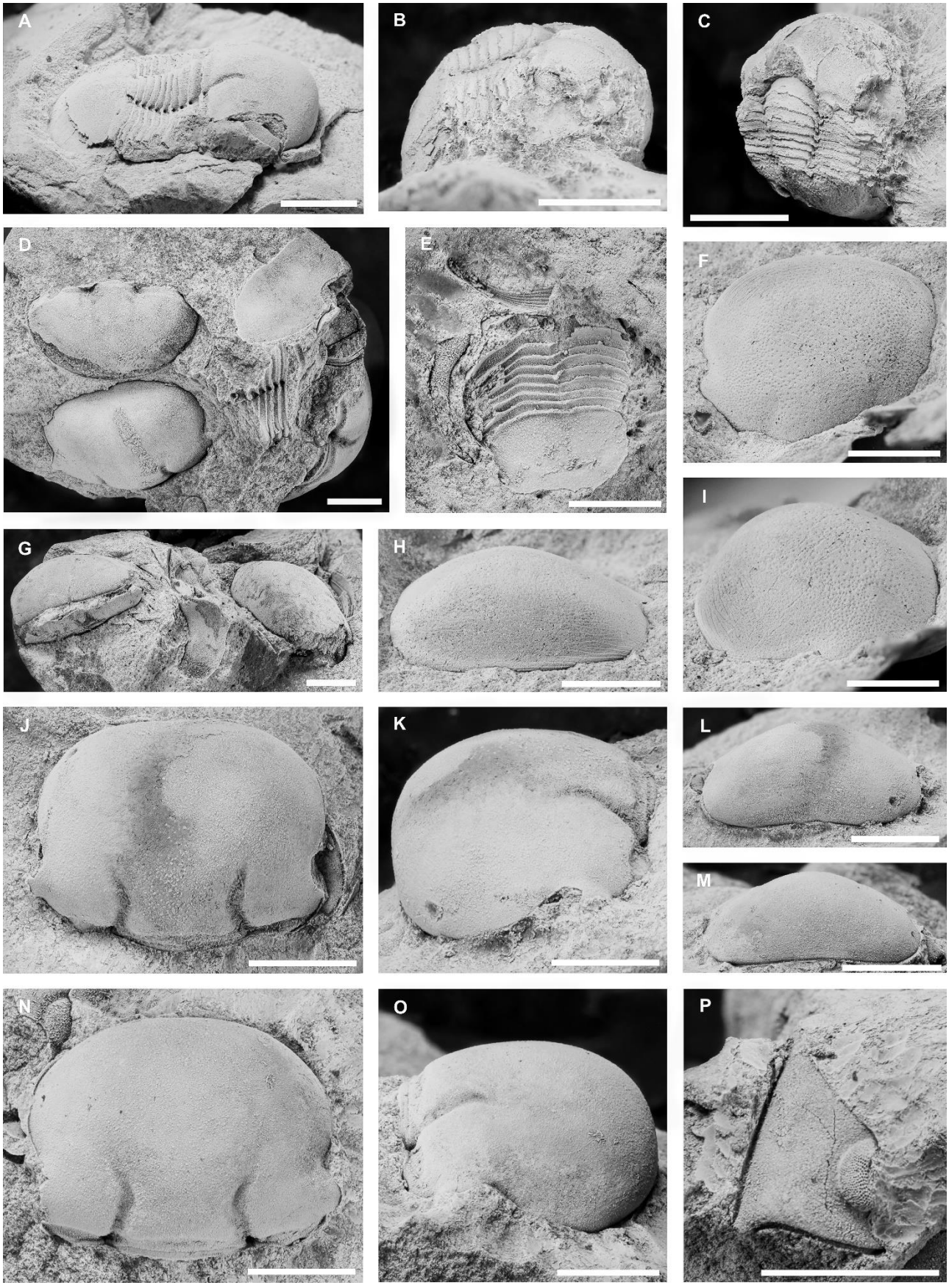
J-L – IGME6903X, vistas dorsal (J), lateral (K) e anterior (L) (molde interno de cranídio);

M-O – IGME6907X, vistas dorsal (N) e lateral (O) (molde interno de cranídio);

P – IGME6904X, vista dorsal (molde interno de librigena).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 16



Estampa 17

Figs. A-D: *Vysocania marocana* n. sp. da Formação Upper Ktaoua, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Zagora, Marrocos.

A – MGM6900X-1b, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de um pigídio);

B, D – MGUTAD15710, vistas lateral (B) e dorsal (D) (molde interno de um pigídio; superfície dorsal esfoliada);

C – IGME6900X, vista dorsal (molde interno de um pigídio; superfície dorsal esfoliada);

Figs. E-G: *Vysocania* cf. *iberica* (Hammann, 1976); E-F, da Formação Chão do Amieiral, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), Moncorvo, Portugal; G, da Formação Louredo, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), Buçaco, Portugal.

E – MGUTAD15703, vista dorsal (molde interno de cranídio);

F – MGUTAD15704, vista dorsal (molde interno de um pigídio; superfície dorsal esfoliada);

G – MGUTAD15705, vista dorsal (molde interno de um pigídio; superfície dorsal esfoliada);

Figs. H-N: *Vysocania* sp. da Formação Fombuena Formation, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), Saragoça, Espanha.

H, I – MPZs/n, vistas dorsal (H) e lateral (I) (molde interno de cranídio);

J, K – vistas dorsal (J) e lateral (K) (moldes interno, J, e contramolde em látex de molde externo, K, de uma carapaça);

M, N – MPZs/n, vista dorsal (molde interno, M, e contramolde em látex de molde externo, N, de cranídio).

Fig. L: ?*Ectillaenus sarkaensis* (Novák *in* Perner, 1918) da Formação Šárka, Oretaniano (Darriwiliano), República Checa.

L – s/n, vista dorsal (molde interno de um toracopigídio, meraspis?).

Figs. O-Q: *Zetillaenus wahlenbergianus* (Barrande, 1852) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

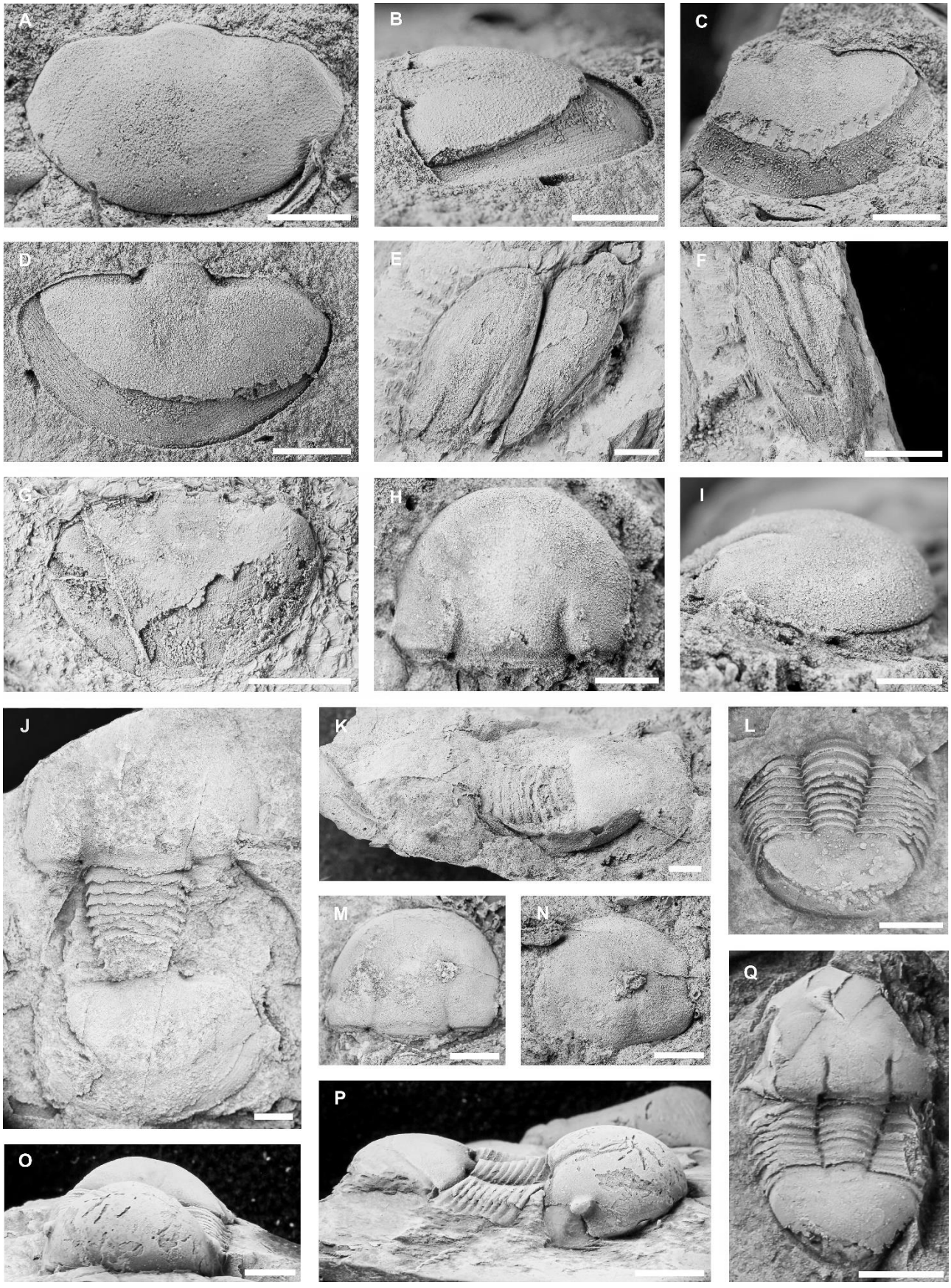
O, P – NMP-L32898, vistas anterior (O) e lateral (P) (molde interno de carapaça);

Q – L20412, vista dorsal (molde interno de carapaça, meraspis grau-8).

.

Escala das figuras = 5 mm, exceto A, Q = 2 mm.

Estampa 17



Estampa 18

Figs. A-G: *Zetillaenus wahlenbergianus* (Barrande, 1852) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

A – NMPL15261, vista dorsal (molde interno de duas carapaças);

B – NMP-L46558, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

C – CGS-MS-1, vista ventral (molde interno de placa rostral+hipostoma articulados);

D – NMP-L32891-1, vista ventral (molde externo de placa rostral+hipostoma articulados);

E – NMP-L32891-2, vista ventral (molde intenro de uma placa rostral articulada);

F – NMP36675, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – NMP40-99, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. H-K: *Octillaenus hisingeri* (Barrande, 1846) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

H – NMPL15173, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

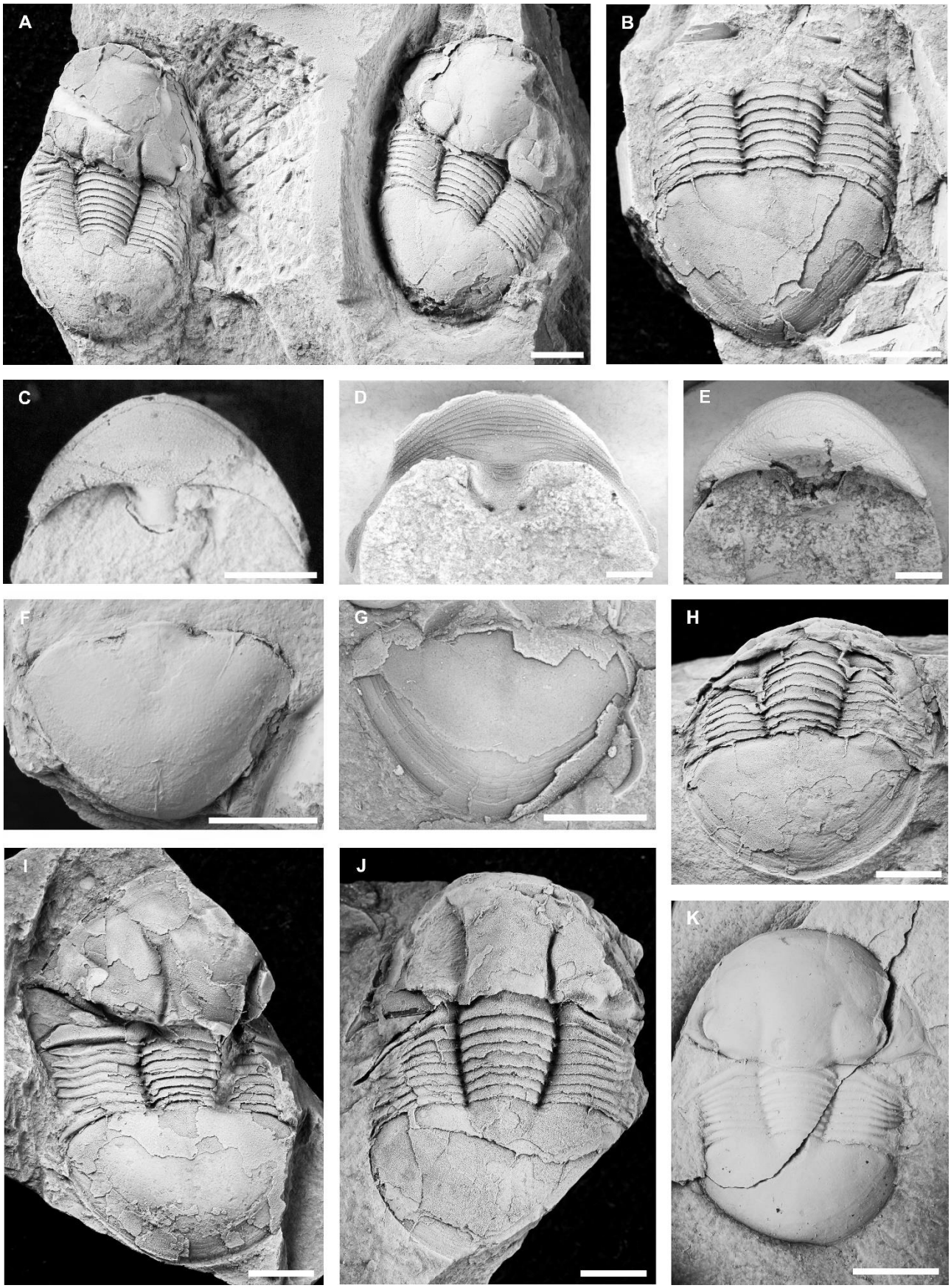
I – NMPL15163, vista dorsal (molde interno de carapaça);

J – NMP-L46559, vista dorsal (molde interno de carapaça);

K – NMP-L15169, dorsal view (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto D-e, G = 2 mm.

Estampa 18



Estampa 19

Figs. A-K: *Ulugtella? guedesi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (? Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal.

A-E – CMG0014 (holótipo), vistas dorsal (A), lateral (B, E) e anterior (C) (molde interno, A-C, E, e fragmento de molde externo, D, de carapaça);

F-G – CMP299, vista dorsal (molde interno, F, e contramolde em látex, G, de molde externo de carapaça);

H – CMG0088, vista dorsal (molde interno de cranídio);

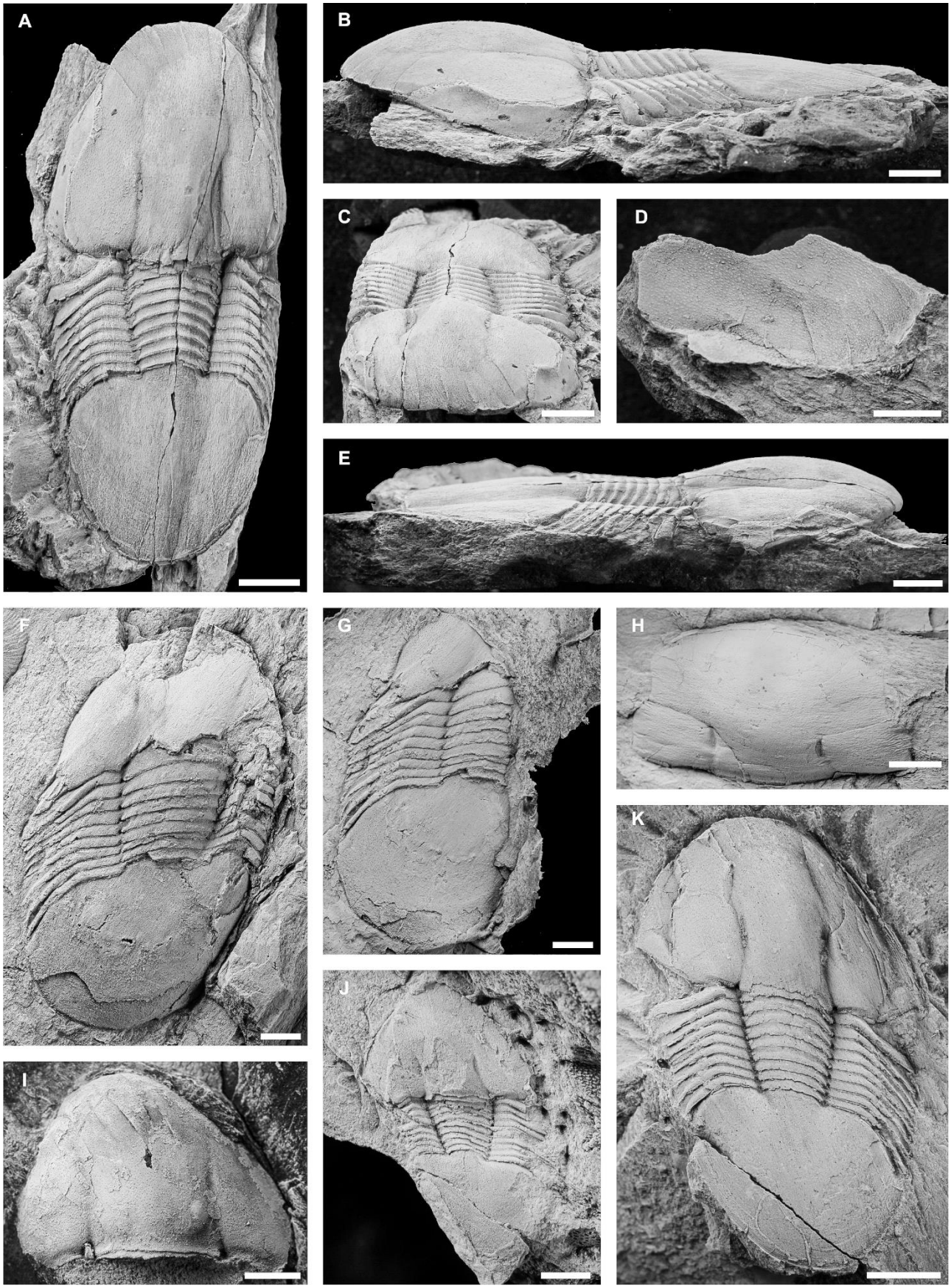
I – CMP0141-2, vista dorsal (molde interno de cranídio);

J – CMP0066, vista dorsal (molde interno de carapaça);

K – CMP0141-1, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 19



Estampa 20

Figs. A-J: *Ulugtella? guedesi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal.

A – CMP0044, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B, G – CMP0052, vista dorsal (molde interno, B, e correspondente molde externo, G, de carapaça);

C – CMP0057, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – CMP0054, vista dorsal (molde interno de carapaça);

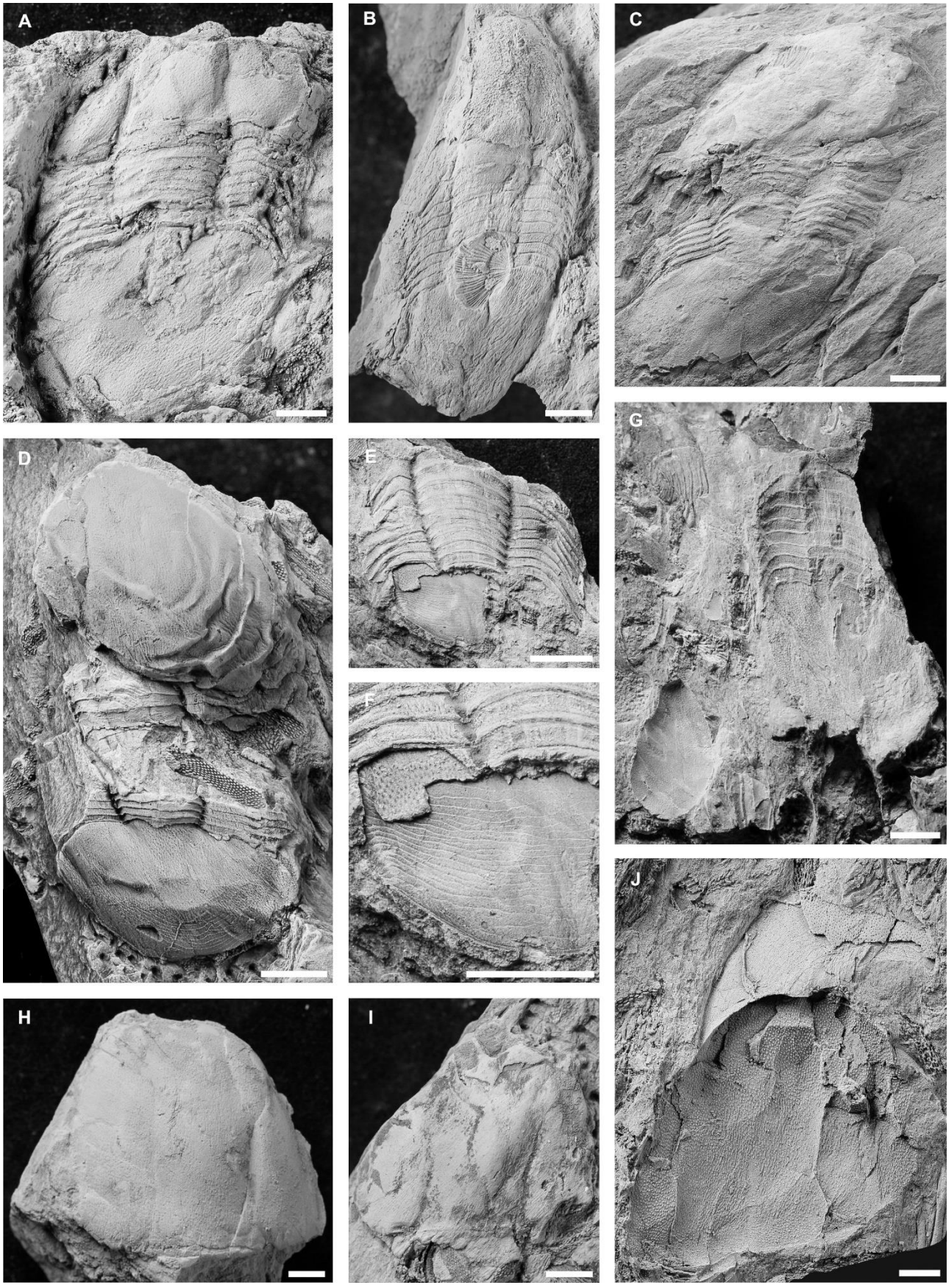
E, F – CMP0056, vista dorsal (molde interno de cefalotórax; F, detalhe da espessa cutícula dorsal, ornamentação e dobra pigidial);

H – CMP0053, vista dorsal (molde interno de cranídio);

I – CMP0055, vista dorsal (molde externo de cranídio e molde interno de pigídio, com superfície dorsal espessa esfoliada, permitindo observação da dobra pigidial).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 20



Estampa 21

Figs. A-M: *Ulugtella? guedesi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (? Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal.

A-C, E – CMG0007, vistas dorsal (A) e lateral (B) (molde interno de carapaça enrolada; C, vista do fecho da carapaça, com superfície dorsal pigidial esfoliada, detalhada em E);

D – CMP0071-2, vista dorsal (molde interno de dois cranídios);

F-H – MGUTAD15044, vistas dorsal (F), anterior (G) e lateral (H) (molde interno de cefalão);

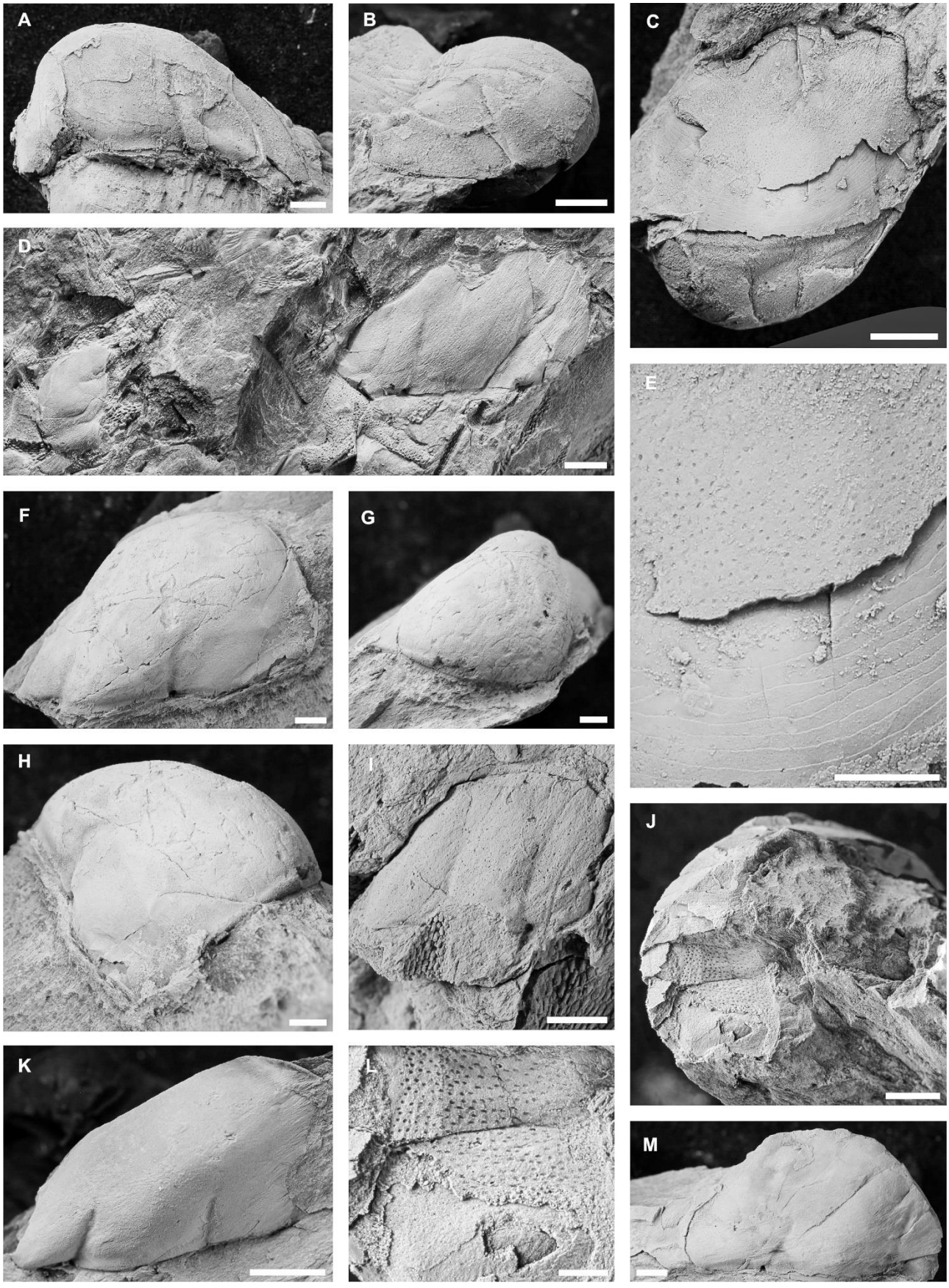
I – CMP0071-3, vista dorsal (molde interno de cranídio);

J, L, M – MNHN/U.L. – TP – 0554, vistas ventral (J, L) e dorsal (M) (molde interno de cefalotórax; L, detalhe de J);

K – CMG0033, vista dorsal (olde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto E, I, L = 2 mm.

Estampa 21



Estampa 22

Figs. A-I: Problemática *Ulugtella? guedesi* n. sp. *versus Vysocania iberica* (Hammann, 1976) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Mação, Portugal.

A-D – CMG0073, vistas dorsal (A), anterior (C) e lateral (D) (molde interno de carapaça; B, pares estereoscópicos, vista oblíqua);

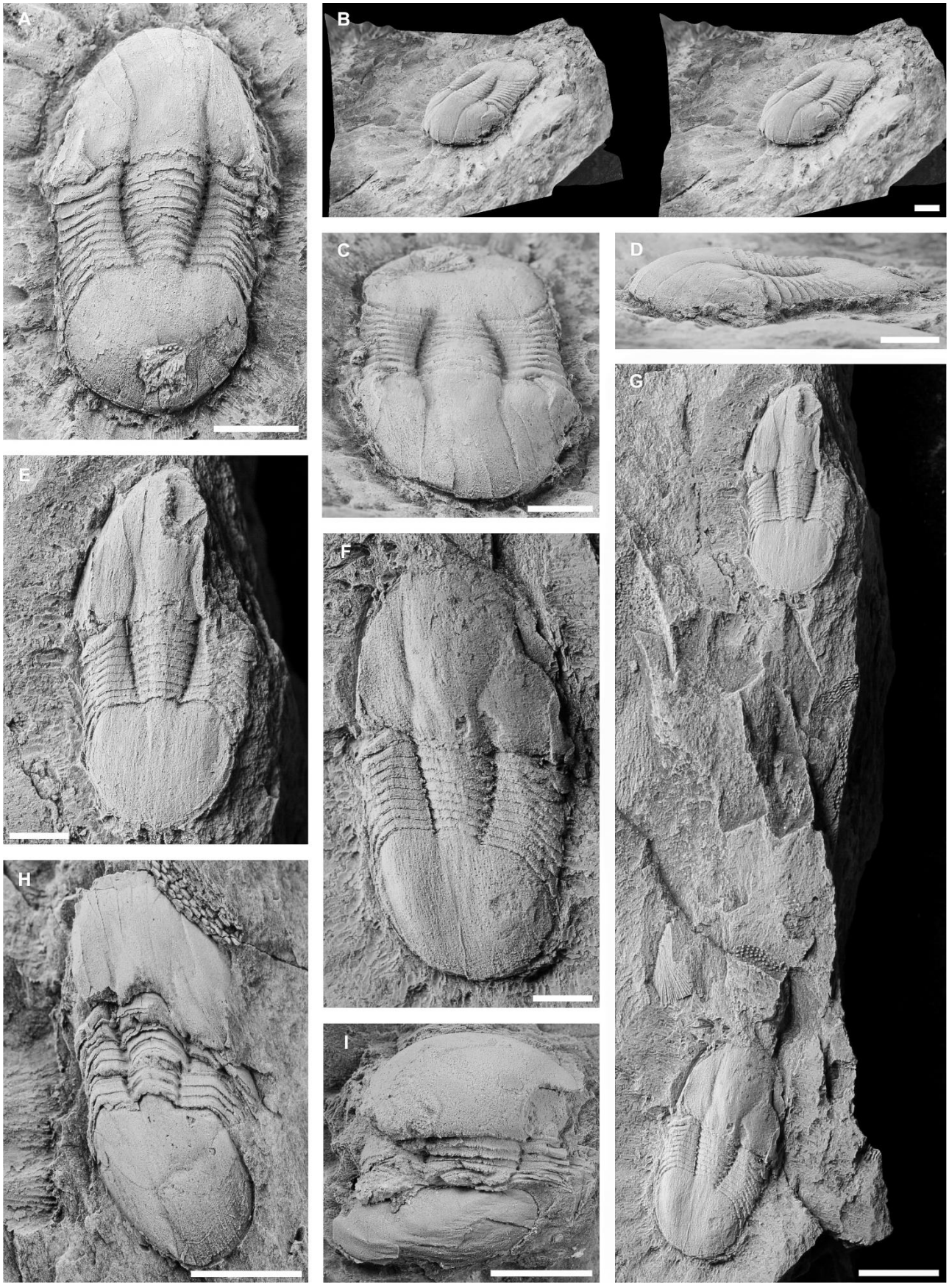
E, F, G – CMP0201, vista dorsal (molde interno de duas carapaças; detalhe de cada em E e F);

H – MGUTAD15045, vista dorsal (molde interno de carapaça);

I – CMG0095, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto E, F = 2 mm.

Estampa 22



Estampa 23

Figs. A-B: *Parillaenus? creber* Hammann, 1992 da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), Palheiros (JOR-PSA-C2 e PAL-PSA-1), Penacova, Portugal.

A – MGUTAD30568, vista dorsal (molde interno de pigídio; PAL-PSA-1);

B – MG189-18, vista dorsal (molde interno de pigídio; JOR-PSA-C2).

Figs. C-I: *Parillaenus?* cf. *creber* Hammann, 1992; D-G, do Membro Poiares da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), Penacova (SAZ-MP-1); C, H-I, do Membro Riba de Cima, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), Vila Nova de Poiares e Penacova (ALV-MRC-1 e SAZ-MRC-1), Portugal.

C – MGUTAD15711, vista dorsal (molde interno de librigena; SAZ-MRC-1);

D-E – MGUTAD15606, vista dorsal (molde interno, D, e correspondente externo, E, de cranídio);

F – MGUTAD15609, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – MG30591, vista dorsal (molde externo de pigídio e molde interno de cranídio);

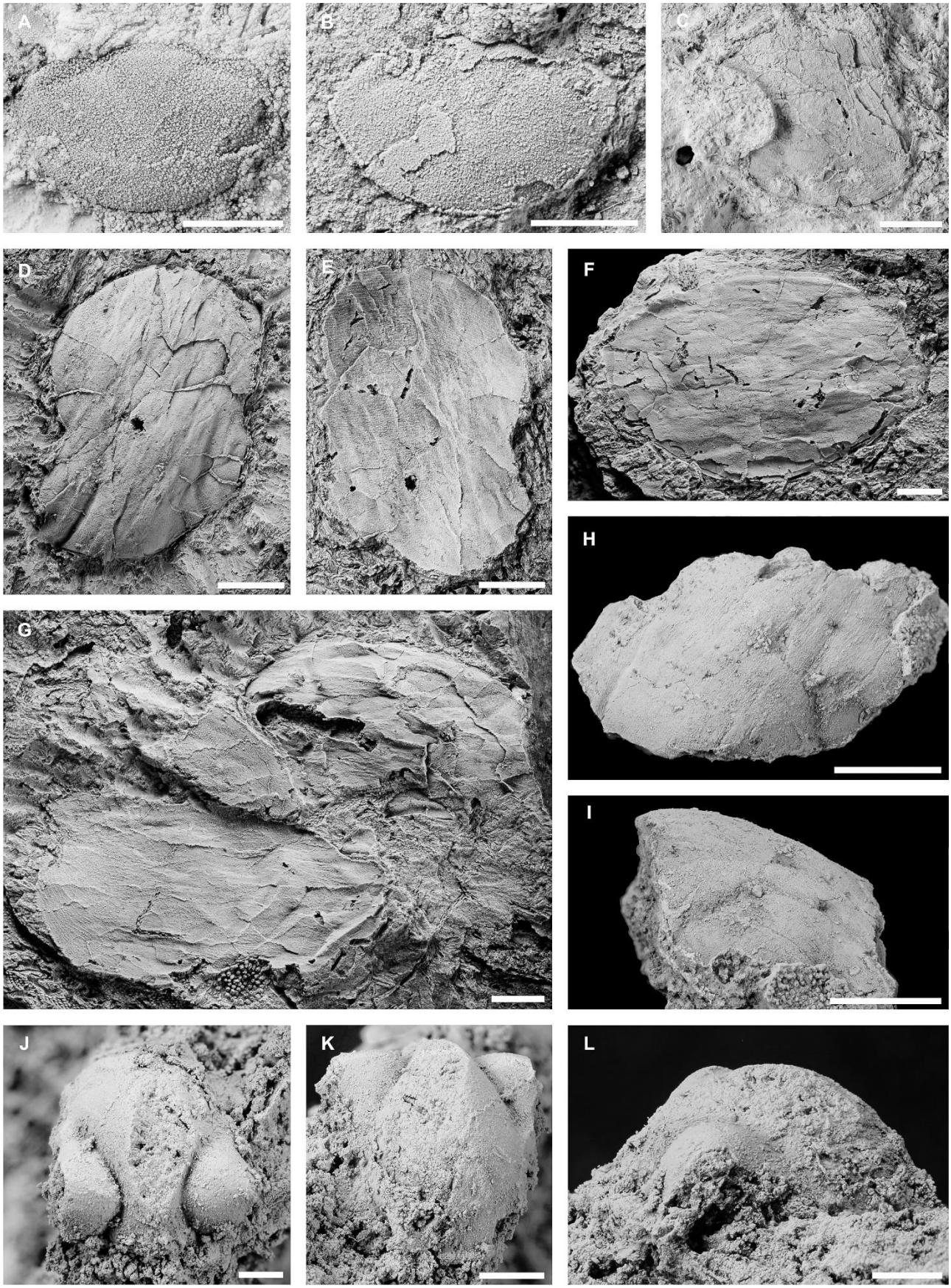
H-I – MG30576, vistas dorsal (H) e lateral (I) (molde interno de cranídio; ALV-MRC-1);

Figs. J-L: *Amphoriops* cf. *inflatus* (Hammann, 1992) do Membro Riba de Cima da Formação Ferradosa, Alveite Grande (ALV-MRC-2), Vila Nova de Poiares, Portugal.

J-L – MG30612, vistas dorsal (J), anterior (K) e lateral (L) (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto A, B, J, K = 2 mm.

Estampa 23



Estampa 24

Figs. A-H: *Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947 da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco, Portugal.

A-C, E – MG209 (holótipo), vistas dorsal (A, B), anterior (C) e lateral (E) (molde interno, A, C e E, e contramolde em látex do molde externo, B, de carapaça);

D – MG2787, vista dorsal (molde interno de carapaça);

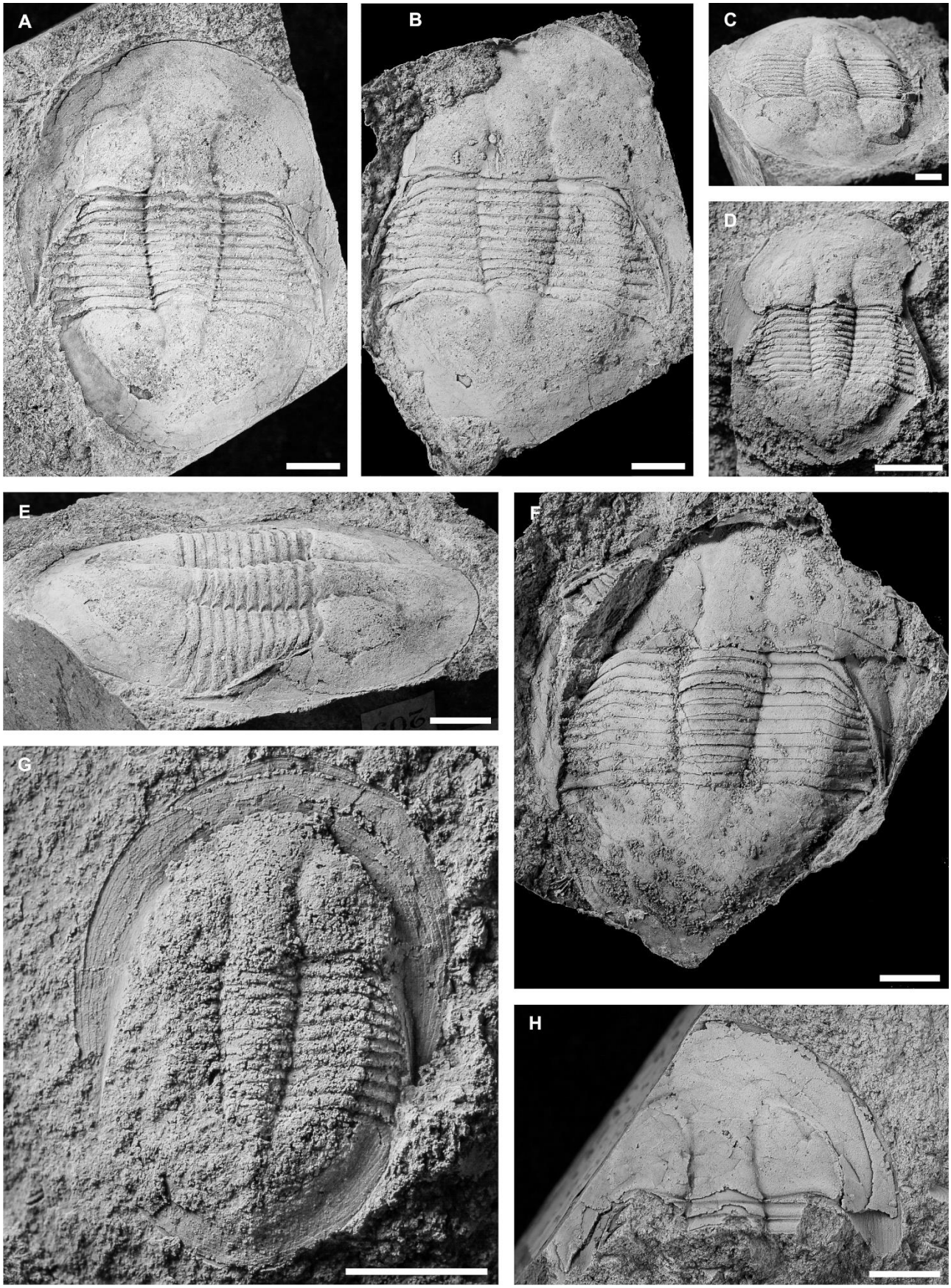
F – MG2790, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

G – MG2784, vista dorsal (molde interno de carapaça; superfície dorsal cefálica parcialmente esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra cefálica e placa rostral);

H – MG2786, vista dorsal (molde interno de cefalotórax).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 24



Estampa 25

Figs. A-H: *Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947 da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco, Portugal.

A – MG210, vistas dorsal (A) (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

B – MG2794, vista dorsal (molde interno de carapaça e de cefalotórax);

C-E – MG2793, vistas dorsal (C, E) e lateral oblíqua (D) (molde interno de carapaça parcialmente enrolada);

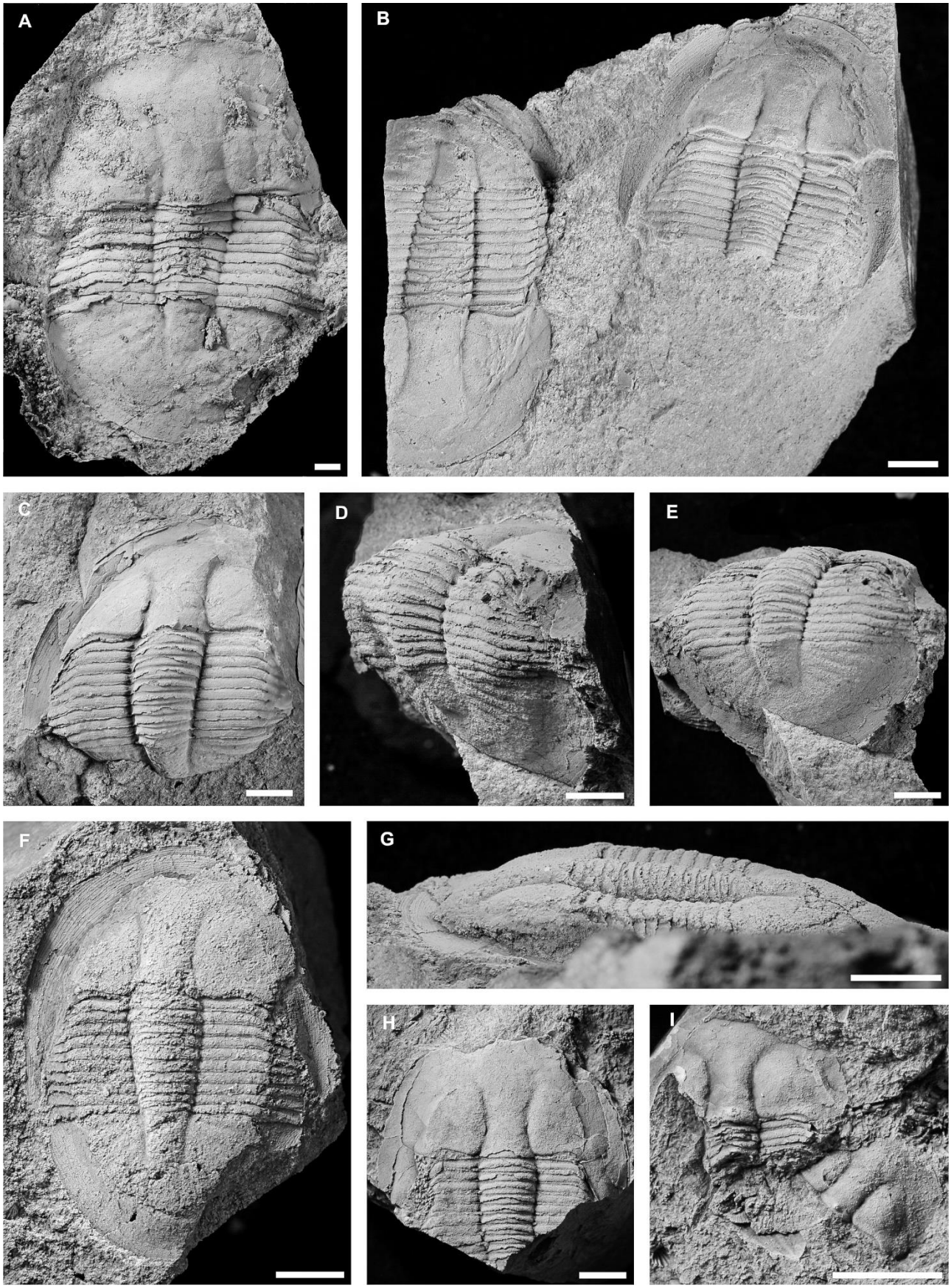
F-G – MG2799, vistas dorsal (F) e lateral (G) (molde interno de carapaça; superfície dorsal parcialmente esfoliada, permitindo observar molde externo de dobra cefálica e placa rostral);

H – MG2783, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

I – MG2796, vista dorsal (molde interno de cefalotórax e cefalão; possíveis meraspides ou holaspides jovens).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 25



Estampa 26

Figs. A-D: *Delgadoa loredensis* Thadeu, 1947 da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco, Portugal.

A-B – MG2795, vista dorsal (molde interno, A, e contramolde em látex de molde externo, B, de carapaça);

C – MG210, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – MG2797, vistas dorsal (molde interno de carapaça parcialmente enrolada; superfície dorsal cefálica esfoliada, permitindo observar molde externo de dobra cefálica e placa rostral).

Figs. E-H: *Delgadoa? zeidleri* (Barrande, 1872) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

E – NHM-S3414, vista dorsal [molde interno de carapaça, à direita; à esquerda, transversalmente, molde interno de carapaça de *Zetillaenus wahlenbergianus* (Barrande, 1852)];

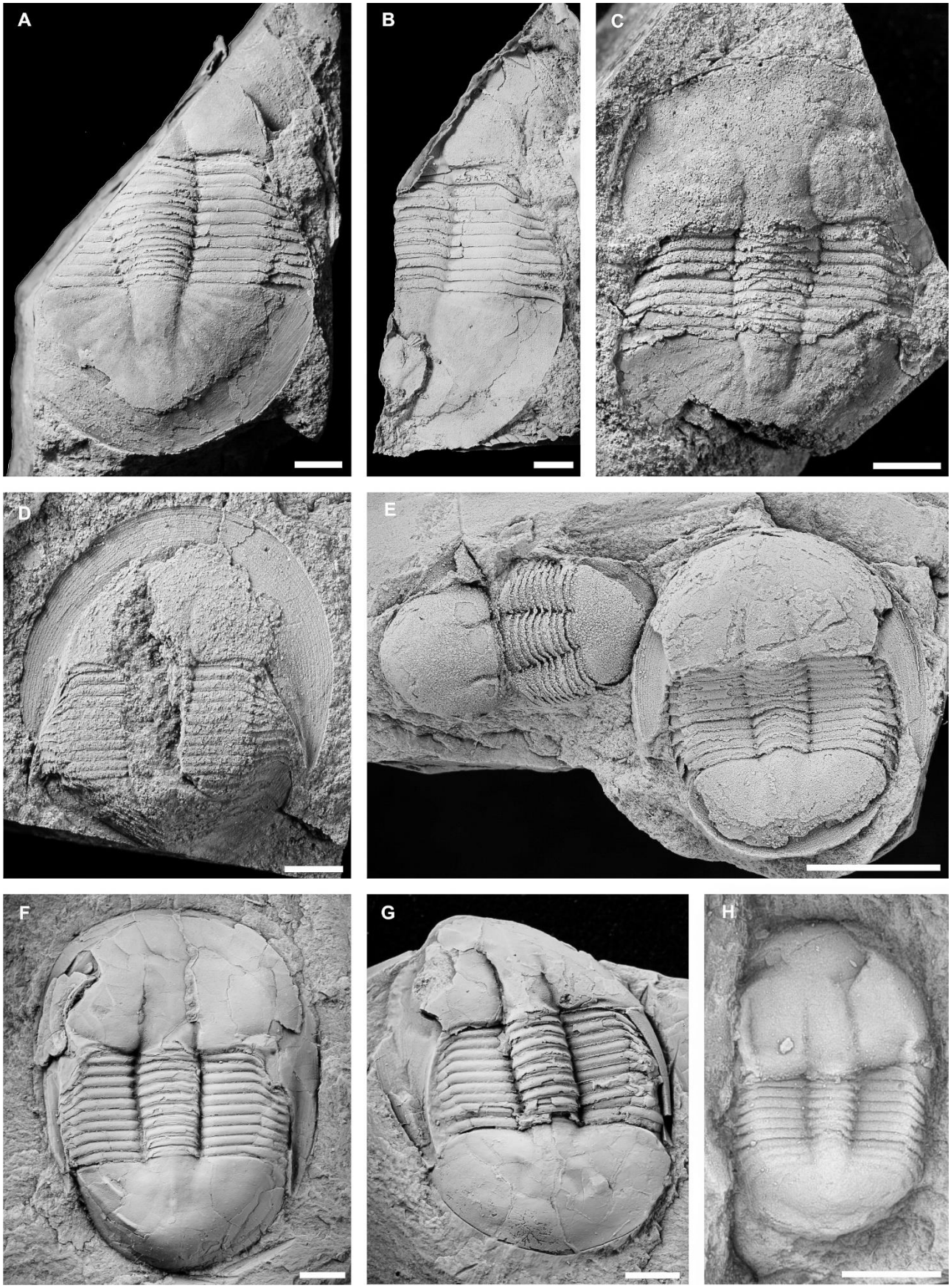
F – NMP-L16660 (lectótipo), vista dorsal (molde interno de carapaça);

G – NMP-L16665, vista dorsal oblíqua (molde interno de carapaça; superfície dorsal parcialmente esfoliada, permitindo observação de parte da dobra cefálica);

H – NMP-L16664, vista dorsal (molde interno de carapaça, meraspis grau-7).

Escala das figuras = 5 mm, exceto H = 2 mm.

Estampa 26



Estampa 27

Figs. A-E: *Delgadoa? zeidleri* (Barrande, 1872) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

A – NMP-L19240-1, vista dorsal (molde interno de carapaça, meraspis grau-9);

B – NMP-L33186, vista dorsal (molde interno de pigídio, meraspis grau-7);

C – NMP-L33197, vista dorsal (molde interno de carapaça, meraspis grau-8 ?);

D – NMP-L16663, vista dorso-ventral (molde interno de carapaça enrolada; superfície dorsal pigidial e cefálica esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra pigidial e da dobra cefálica e placa rostral);

E – NMP-L16661, vista dorsal (molde interno de carapaça incompleta; superfície dorsal pigidial esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra pigidial).

Figs. F-H: *Delgadoa?* n. sp. aff. *zeidleri* (Barrande, 1872) – ("*Alceste latissima*") da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), República Checa.

F-G – CGSs/n, vistas dorsal (F) e lateral oblíqua (G) (molde interno de cefalão);

H – NMPs/n, vista dorsal (molde interno de carapaça, meraspis grau-2 ?; poderá pertencer eventualmente a *Delgadoa? zeidleri*).

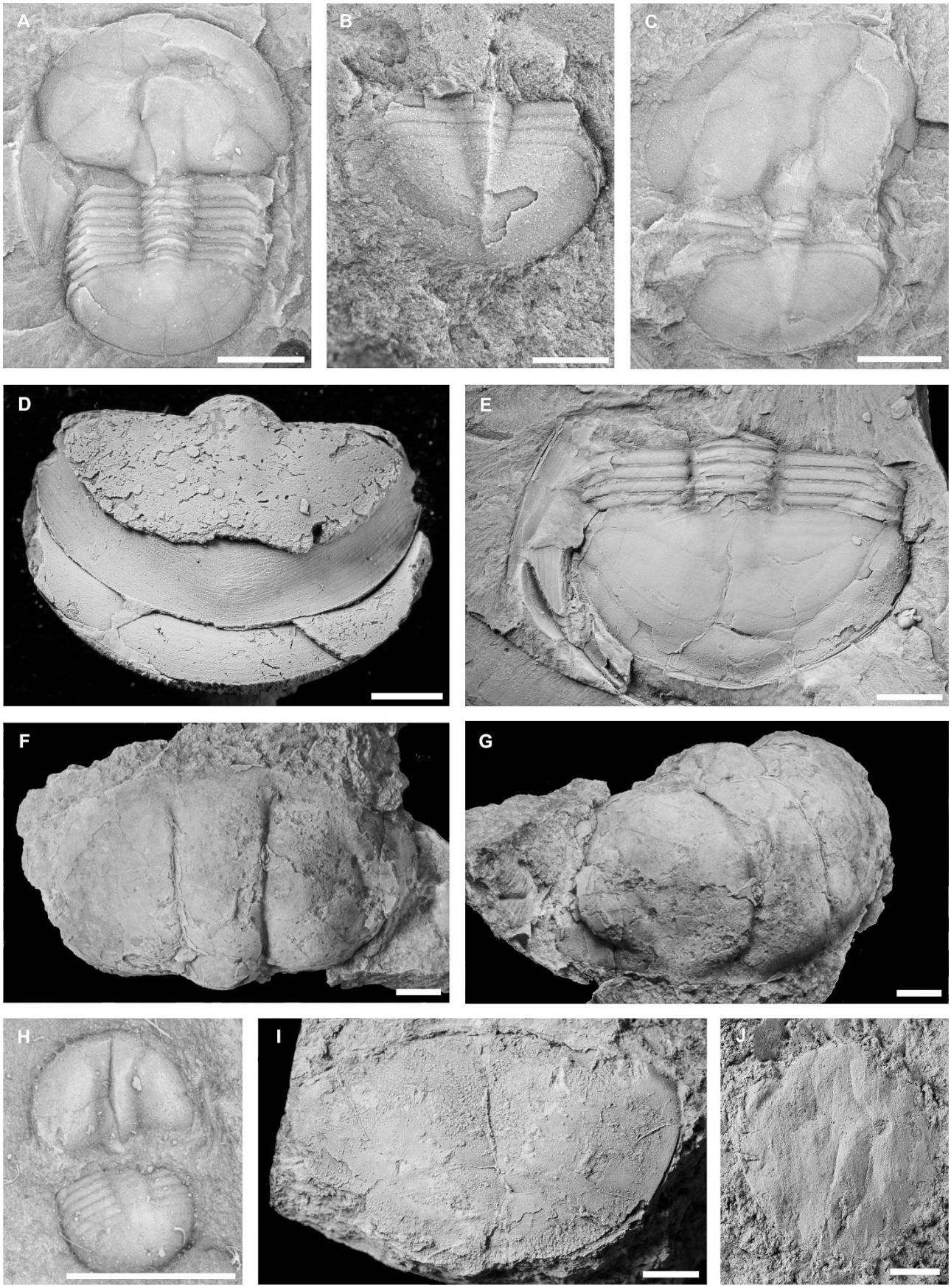
Figs. I-J: *"Bumastus"* aff. *commodus* Apollonov, 1980 do Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Sazes do Lorvão (SAZ-MRC-1), Penacova, Portugal.

I – MG3271, vistas dorsal (molde interno de pigídio);

J – MG30579, vista dorsal (molde interno de pigídio incompleto).

Escala das figuras = 5 mm, exceto A-C e H = 2 mm.

Estampa 27



Estampa 28

Figs. A-K: *Phillipsinela lusitanica* n. sp. do topo da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Palheiros (JOR-PSA-C2), Penacova, Portugal.

A-D – MG189-1 (holótipo), vista geral da amostra (A) e vistas dorsal (B), anterior (C) e lateral oblíqua (D) (molde interno de carapaça; em A observa-se também um molde interno de uma glabela);

E-H – MG189-22, vistas lateral (E, H), dorsal (F) e dorsal oblíqua (G) (molde interno de cranídio);

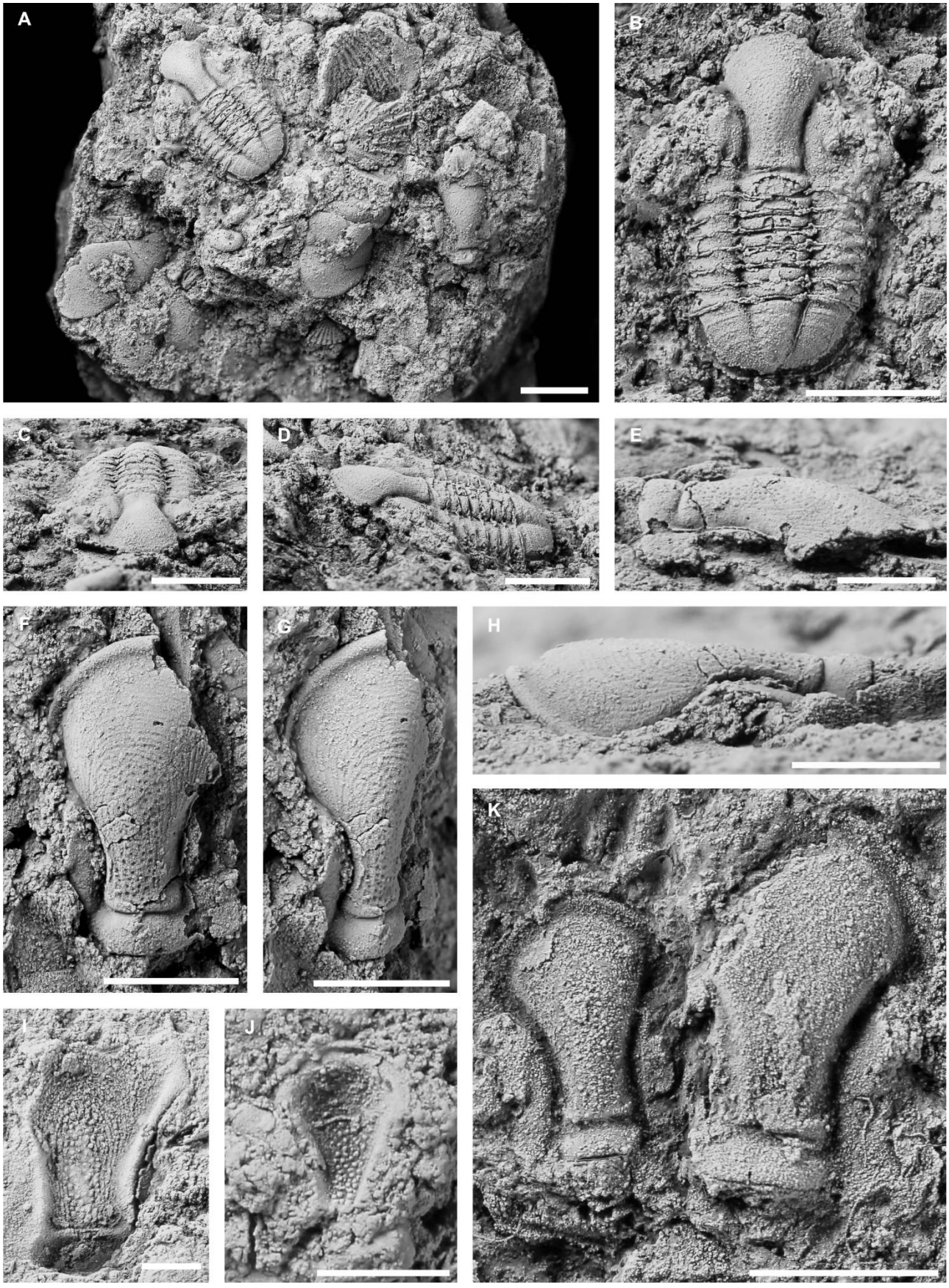
I – MG189-5, vista dorsal (molde externo de cranídio);

J – MG189-10, vista dorsal (molde externo de cranídio);

K – MG189-7, vista dorsal (molde interno de dois cranídios).

Escala em todas as figuras = 2 mm.

Estampa 28



Estampa 29

Figs. A-P: *Phillipsinela lusitanica* n. sp. do topo da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Palheiros (JOR-PSA-C2), Penacova, Portugal.

A-C – MG189-8, vistas dorsal (A), anterior (B) e lateral (C) (molde interno de cranídio);

D – MG189-14, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E – MG189-7.1, vista dorsal (molde interno de librigena);

F – MG189-7.2, vista ventral (molde interno de librigena);

G – MG189-4, vista dorsal (molde interno de cranídio; preservação dos sulcos laterais glabelares);

H – MG189-7.3, vista dorsal (molde interno de librigena);

I – MG189-19, vista dorsal (molde interno de librigena; preservação da superfície ocular);

J – MG189-20, vista dorsal (molde interno de librigena);

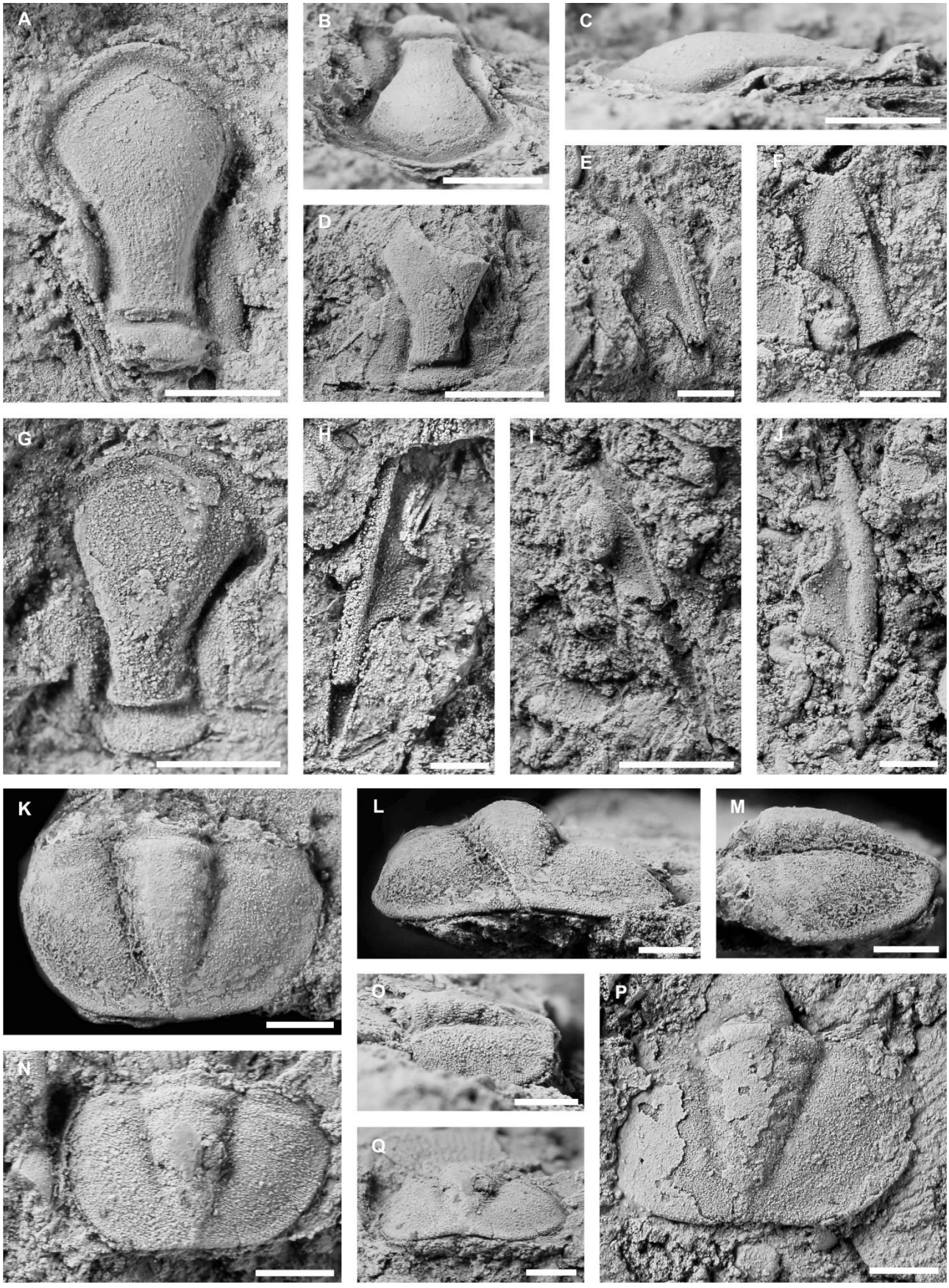
K-M – MG189-9, vistas dorsal (K), anterior (L) e lateral (M) (molde interno de pigídio);

N, O, Q – MG189-19.2, vistas dorsal (N), lateral (O) e anterior (Q) (molde interno de pigídio);

P – MG189-22, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 2 mm.

Estampa 29



Estampa 30

Figs. A-F: *Phillipsinela lusitanica* n. sp. do topo da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Palheiros (JOR-PSA-C2), Penacova, Portugal.

A-B – MG189-20, vista geral da amostra (A) e vista dorsal oblíqua (B) (molde interno de três pigídios e uma librigena; B, detalhe de um dos pigídios);

C – MG189-6, vista dorsal (molde interno de pigídio);

D – MG189-4, vista dorsal (molde externo de pigídio);

E – MG189-8, vista dorsal (molde interno de dois pigídios);

F – MG189-4, vista dorsal (molde interno de dois pigídios).

Figs. G-L: *Phillipsinela parabola* (Barrande, 1852) da Formação Králův Dvůr, Kralodvoriano (ca. Katiano Superior), Kosov, República Checa.

G – NMP-L12815, vista dorsal (contramolde em látex e molde externo de cefalão);

H – NMP-L12801, vista dorsal (molde interno de carapaça);

I – NMP-L12809, vista dorsal (molde externo de cefalão);

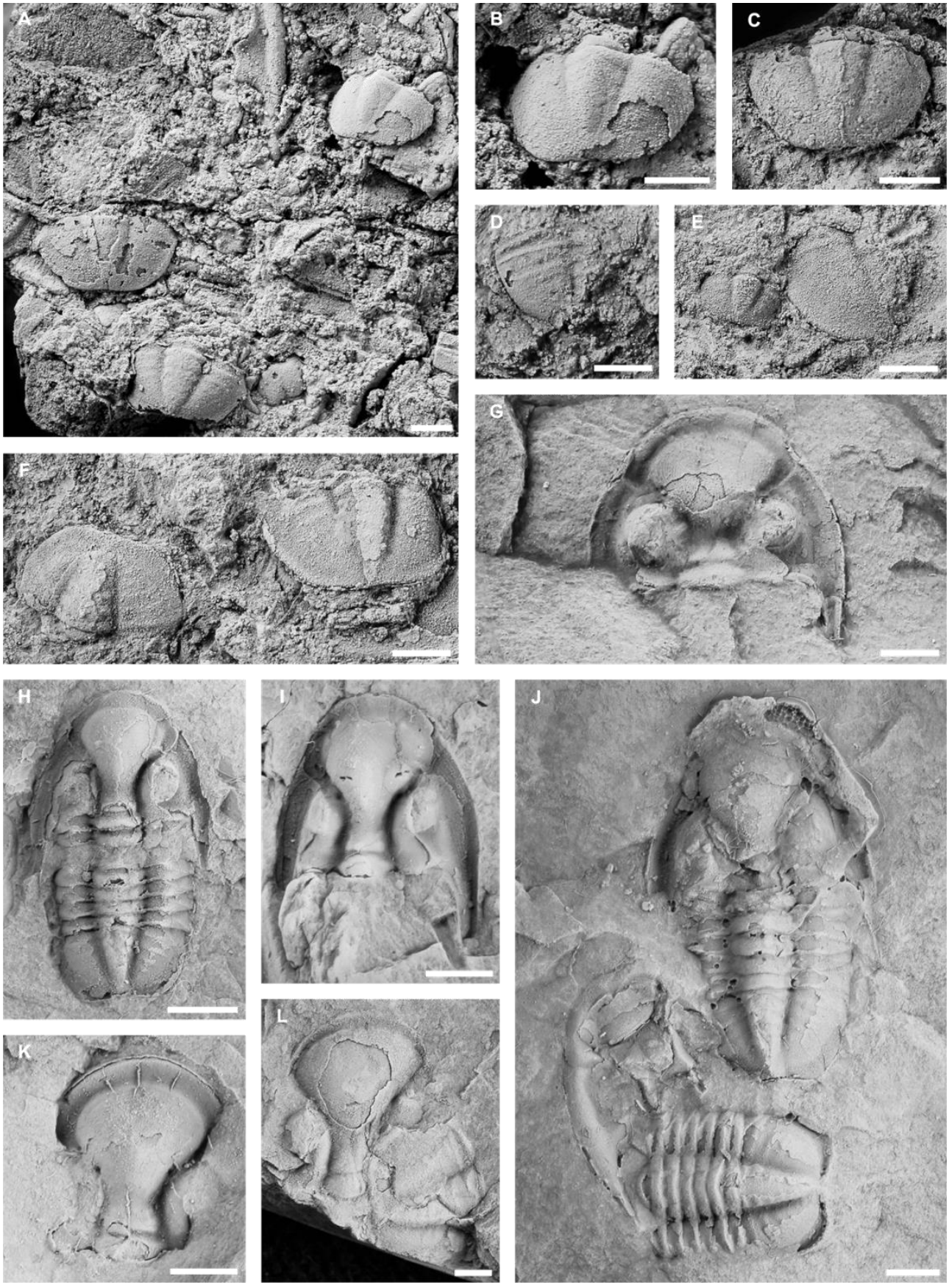
J – NMP-L12810, vista dorsal (molde interno de uma carapaça e molde interno de toracopigídio desarticulado, estando o cefalão invertido e preservado como molde externo – posição de muda);

K – NMP-12799, vista dorsal (molde interno de cranídio);

L – NMP-L12808, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 2 mm.

Estampa 30



Estampa 31

Figs. A-M: *Lichas lusitanica* n. sp. da parte inferior da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco Portugal.

A, B, M – MG186 (holótipo), vista dorsal (molde interno, A, e contramolde em látex de molde, B, de correspondente externo, N, de pigídio);

C – MG2838, vista dorsal (molde interno de pigídio);

D, G – MG179, vistas lateral (D) e dorsal (G) (molde interno de cranídio);

E, H – MG182, vistas anterior (E) e dorsal (H) (molde interno de cranídio);

F – MG181, vista dorsal (molde interno de cranídio);

I – MG2840, vista dorsal (molde interno de cranídio);

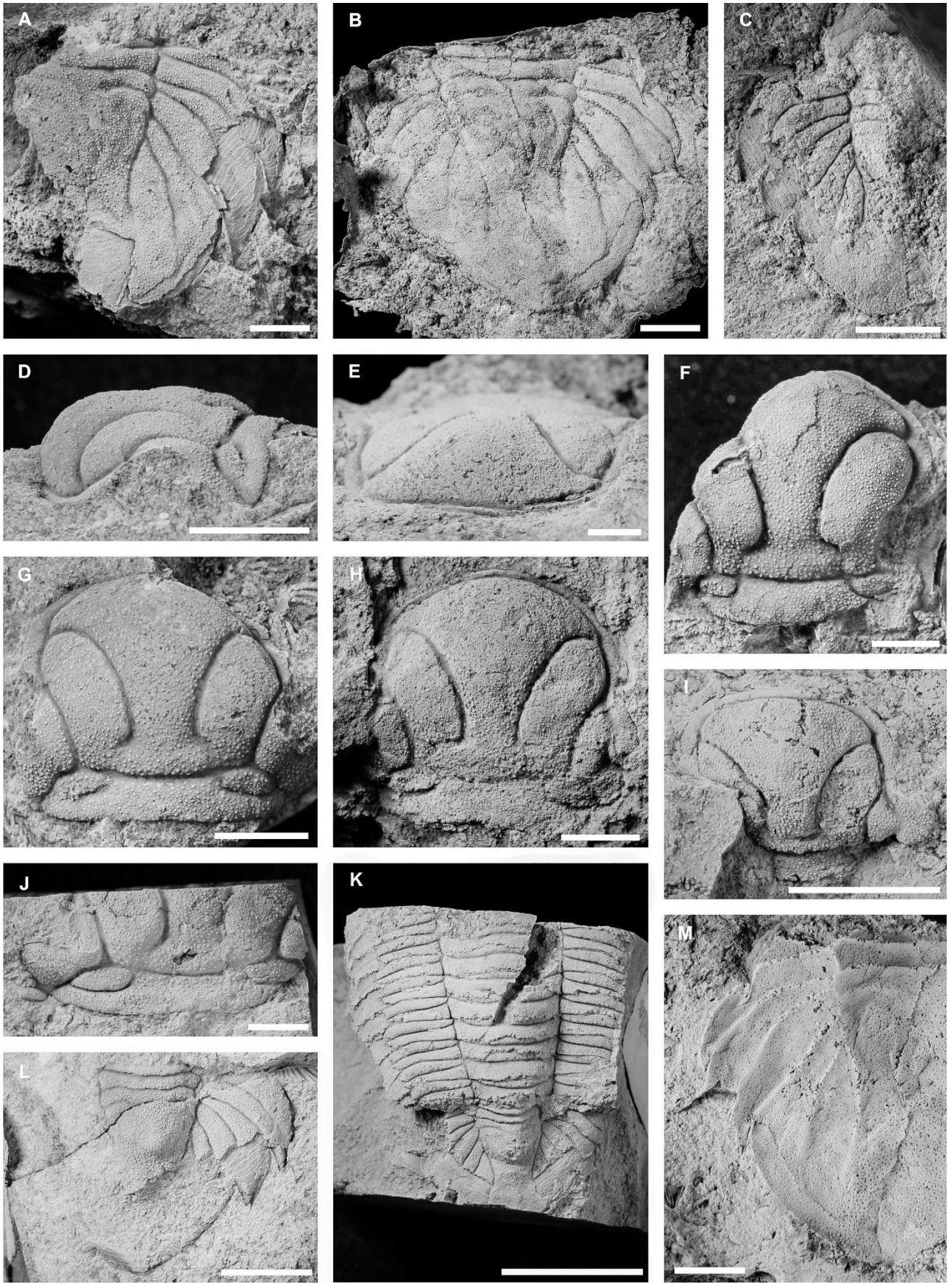
J – MG2839, vista dorsal (molde interno de cranídio; preserva apenas a região posterior);

K – MG184, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

L – MG185, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 31



Estampa 32

Figs. A-N: *Lichas loredensis* n. sp. da parte inferior da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco Portugal.

A-E – MG183 (holótipo), vistas dorsal (A, D), lateral (B), anterior (C) e lateral oblíqua (E) (molde interno, A-C, E e correspondente externo, D, de cranídio);

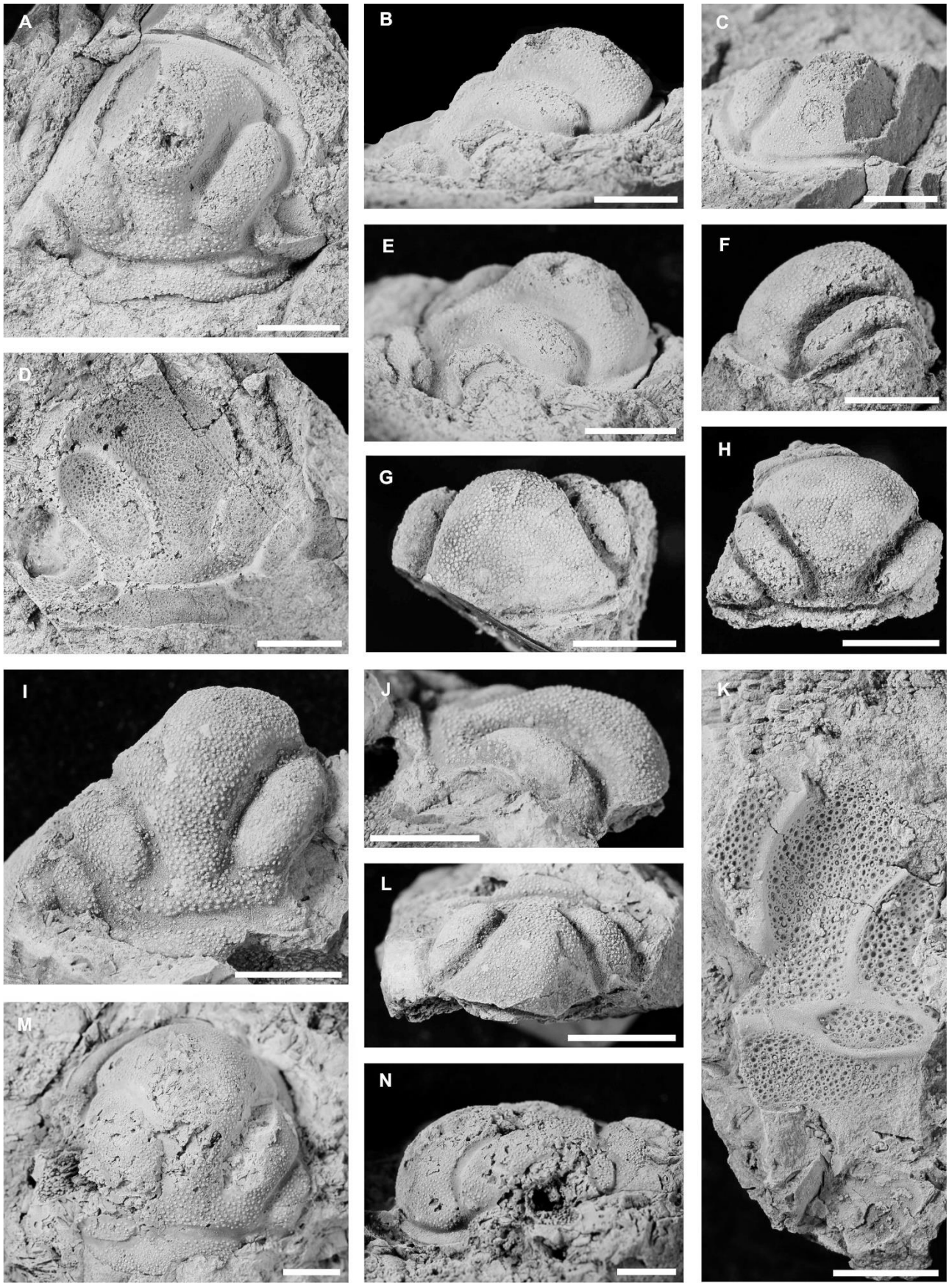
F-H – MG178, vistas lateral (F), anterior (G) e dorsal (H) (molde interno de cranídio);

I, J, L – MG180, vistas dorsal (I), lateral (J) e anterior (L) (molde interno de cranídio);

K, M, N – MG187, vistas dorsal (K, M) e lateral (N) (molde interno, M, N, e correspondente externo, K, de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 32



Estampa 33

Figs. A-E: *Lichas* sp. inc. da parte inferior da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco Portugal.

A – MG176, vista ventral (molde interno de hipostoma);

B – MG2842, vista ventral (molde interno de hipostoma);

C – MG179, vista ventral (molde interno de hipostoma);

D – MG177, vista ventral (molde interno de hipostoma);

E – MG2841, vista ventral (molde interno de hipostoma).

Figs. F-J: *Lichas* sp.; F-H, da Formação Chão do Amieiral, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Mós (TMC-VII), Moncorvo, Portugal; I-J, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Pereiro (PER-FCP-1), Mação, Portugal.

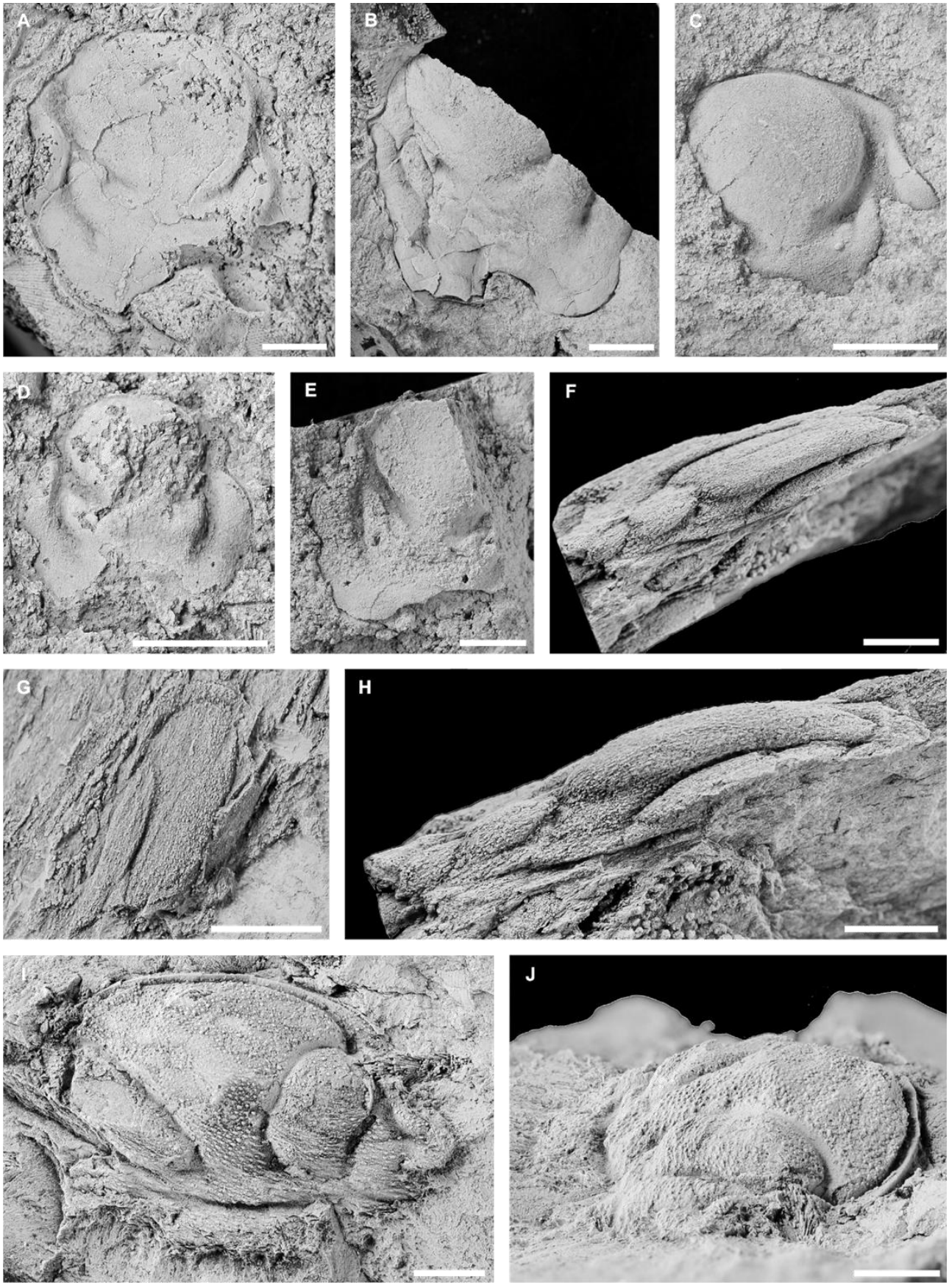
F, H – MGUTAD-TMC-VII-2, vistas dorsal (F) e dorsal oblíqua (H) (molde interno de cranídio; figurado por Sá, 2005, est. 48, fig. 21-22);

G – MGUTAD15300, vista dorsal (molde interno de cranídio muito incompleto);

I-J – CMP0370, vistas dorsal (I) e lateral (J) (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 33



Estampa 34

Figs. A-B: *Lichas* sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Pereiro (PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A, B – CMP0370, vistas dorsal (A) e anterior (B) (molde interno de cranídio; A, pares estereoscópicos).

Figs. C-K: *Lichas* sp. indet; C-G, do Membro Poiares (SAZ-MP-1) e H-K do Membro Riba de Cima (H, ALV-MRC-2 e I-K, SAZ-MRC-1), da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Sazes de Lorvão, Penacova e de Alveite Grande, Vila Nova de Poiares, Portugal.

C – MG30625, vista ventral (molde interno de hipostoma);

D-E – MG30624, vista ventral (molde interno, D, e correspondente externo, E, de hipostoma);

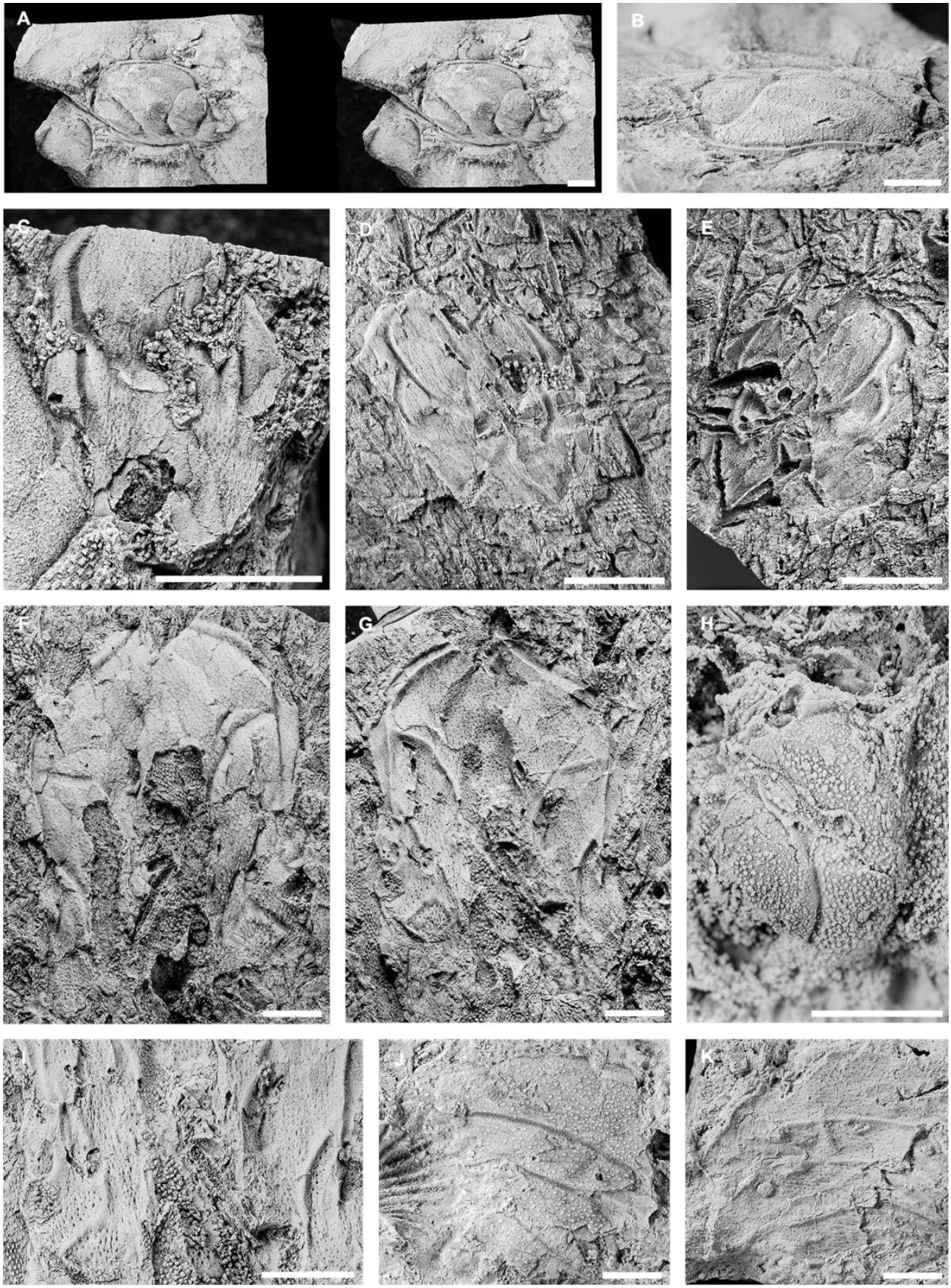
F, G, I – MG30596, vista dorsal (molde interno, F, e correspondente externo, G, I, de cranídio; I, detalhe da região posterior cranidial de G, permitindo observação do sulco dorsal em contacto com o sulco que delimita o lóbulo L1a, no lado esquerdo);

H – MG30575, vista dorsal oblíqua (molde interno de fragmento de cranídio; preserva apenas a região anterior esquerda do lóbulo glabelar médio, limitada anteriormente pelo bordo anterior e parte do lóbulo bular esquerdo);

J-K, MG30626, vista dorsal (molde interno, J, e correspondente externo, K, de fragmento de pigídio; observa-se apenas parte dos primeiros sulcos pleurais e respetivas bandas anteriores e posteriores).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 34



Estampa 35

Figs. A-G: *Primaspis romanoi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Pereiro (PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – CMP0306 (holótipo), vista dorsal (molde interno de cranídio com librigena esquerda desarticulada – canto inferior direito);

B – CMP0376, vista dorsal (molde interno de carapaça);

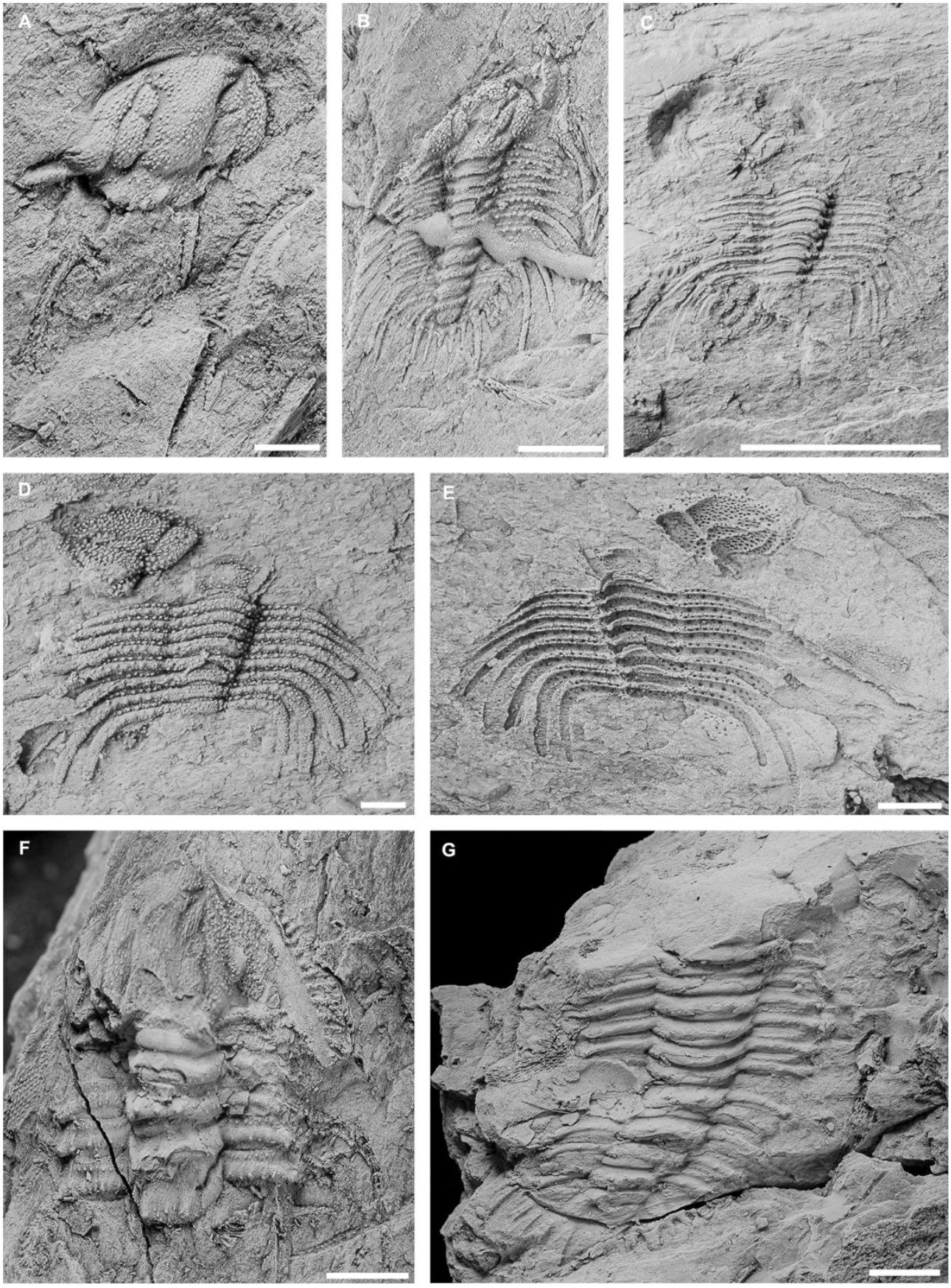
C-E – MG4560, vista dorsal (molde interno, C, e contramolde em látex, D, de molde externo, E, de carapaça completa; hipostoma preservado, disposto anteriormente ao primeiro anel torácico);

F – CMP0302, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

G – CMP0303, vista dorsal (molde interno de toracopigídio).

Escala em D, F, G = 5 mm; nas restantes = 2 mm.

Estampa 35



Estampa 36

Figs. A-H: *Primaspis romanoi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CAR-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A, B – CMP0322, vista dorsal (molde interno, A, e contramolde em látex de molde externo, B, de carapaça);

C – CMP0371, vista dorsal (molde interno de cefalão);

D – CMP0350, vista dorsal (molde interno de cranídio);

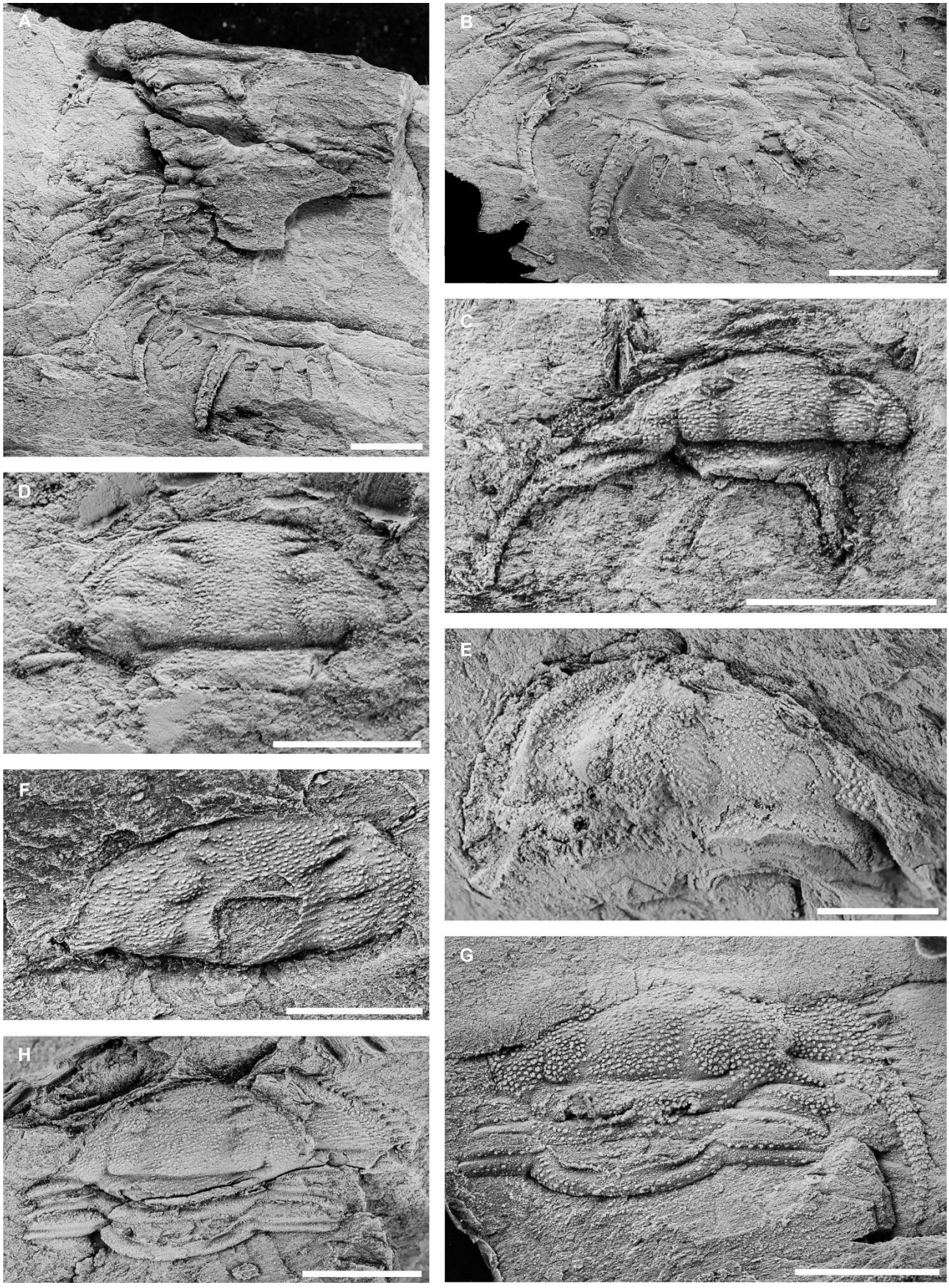
E – CMP0351, vista dorsal (molde interno de cefalão; preservação da superfície visual);

F – CMP0325, vista dorsal (molde interno de cranídio);

G, H – CMP0324, vista dorsal (molde interno, H, e contramolde em látex de molde externo, G, de cefalotórax).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 36



Estampa 37

Figs. A-K: *Primaspis romanoi* n. sp.; A-H, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CAR-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação; da Formação Louredo, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior), Cabeço da Achada (ROD-FL-1), Vila Velha de Ródão, Portugal.

A, B – CMP0326, vistas dorsal (A) e anterior (B) (molde interno de cranídio);

C – CMG0127, vista dorsal (molde interno de pigídio);

D – MGUTAD15621, vista dorsal (molde externo de librigena, articulada a fragmento de fixigena);

E – CMP0319, vista dorsal (molde externo de toracopigídio; meraspis?);

F – CMP0327, vista dorsal (molde interno de toracopigídio; meraspis?);

G – CMP0328, vista dorsal (molde interno de toracopigídio; carapaça enrolada?);

H – CMP0331; vista dorsal (molde interno de pigídio);

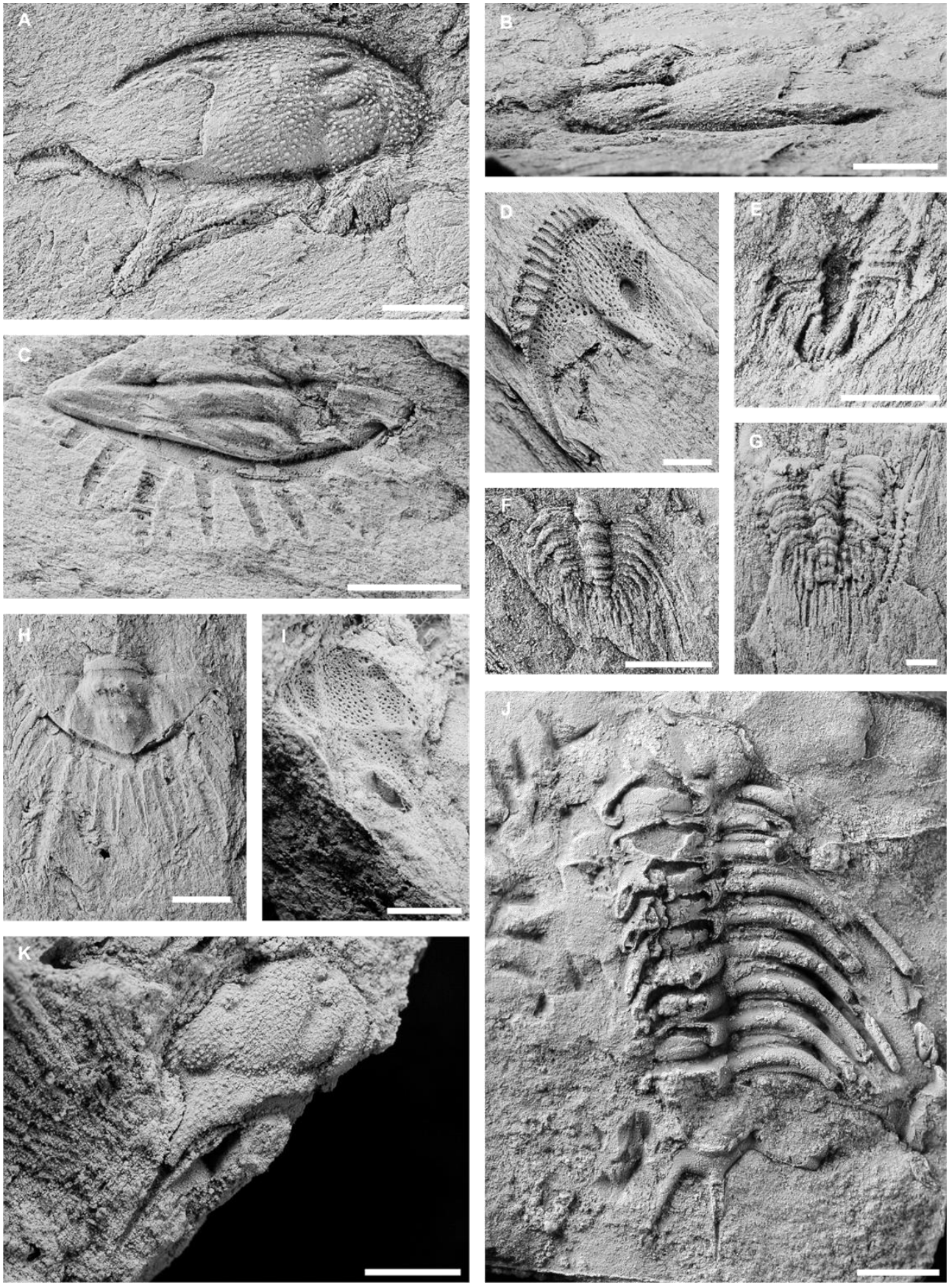
I, K – MGUTAD15605; vista dorsal (molde externo, I, e correspondente interno, K, de cranídio).

Fig. J: *Primaspis tremenda* (Barrande, 1852) da Formação Zahořany do Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) da República Checa.

J – NMP-L15646 (lectótipo); vista dorsal (molde interno de cefalotórax, parcialmente desarticulado; figurado por Barrande, 1852, est. 37, figs. 12-13).

Escala em A-B, D-K = 2 mm; em C e J = 5 mm.

Estampa 37



Estampa 38

Figs. A-H: *Whittingtonia? collectorum* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal.

A-C – MG2851-2 (holótipo), vista dorsal (molde interno, C, e contramolde em látex, A, de correspondente molde externo, B, de carapaça);

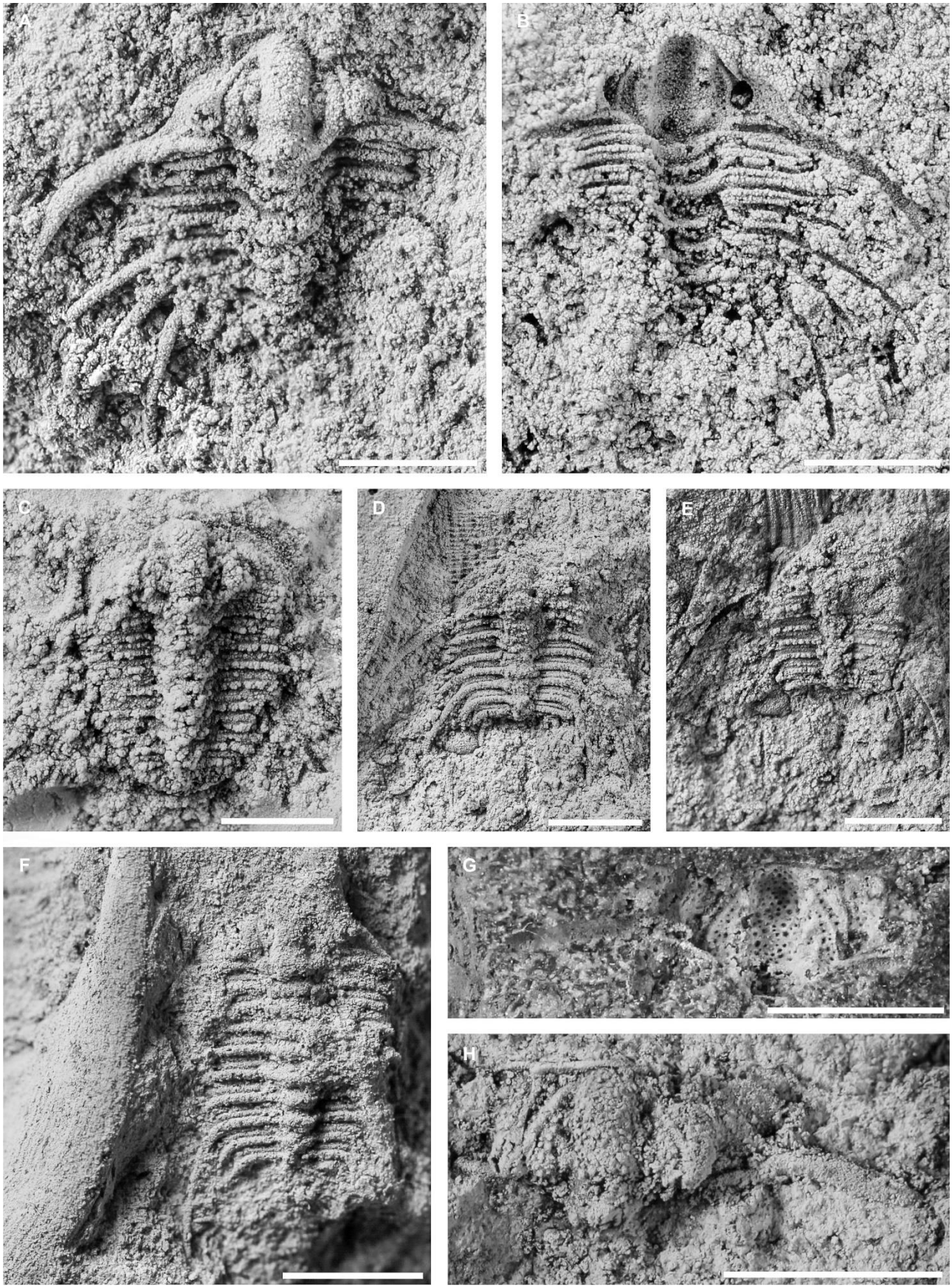
D-E – MG2851-1, vista dorsal (molde interno, E, e contramolde em látex, D, de correspondente externo de cefaotórax);

F – MG159-2, vista dorsal [contramolde em látex de molde externo de cefalotórax; à esquerda, vista ventral de molde interno de librigena de *Radnoria loredensis* (Thadeu, 1947)];

G-H – MG169-2, vista dorsal (molde interno, H, e correspondente externo, G, de cefalão; em H, preserva-se parcialmente a librigena direita).

Escala em todas as imagens = 2 mm.

Estampa 38



Estampa 39

Figs. A-E: *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846); A, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação; B-E, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CAR-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – CMP0301, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

B – CMP0372, vista dorsal (molde interno de carapaça; librigena direita desarticulada preservada);

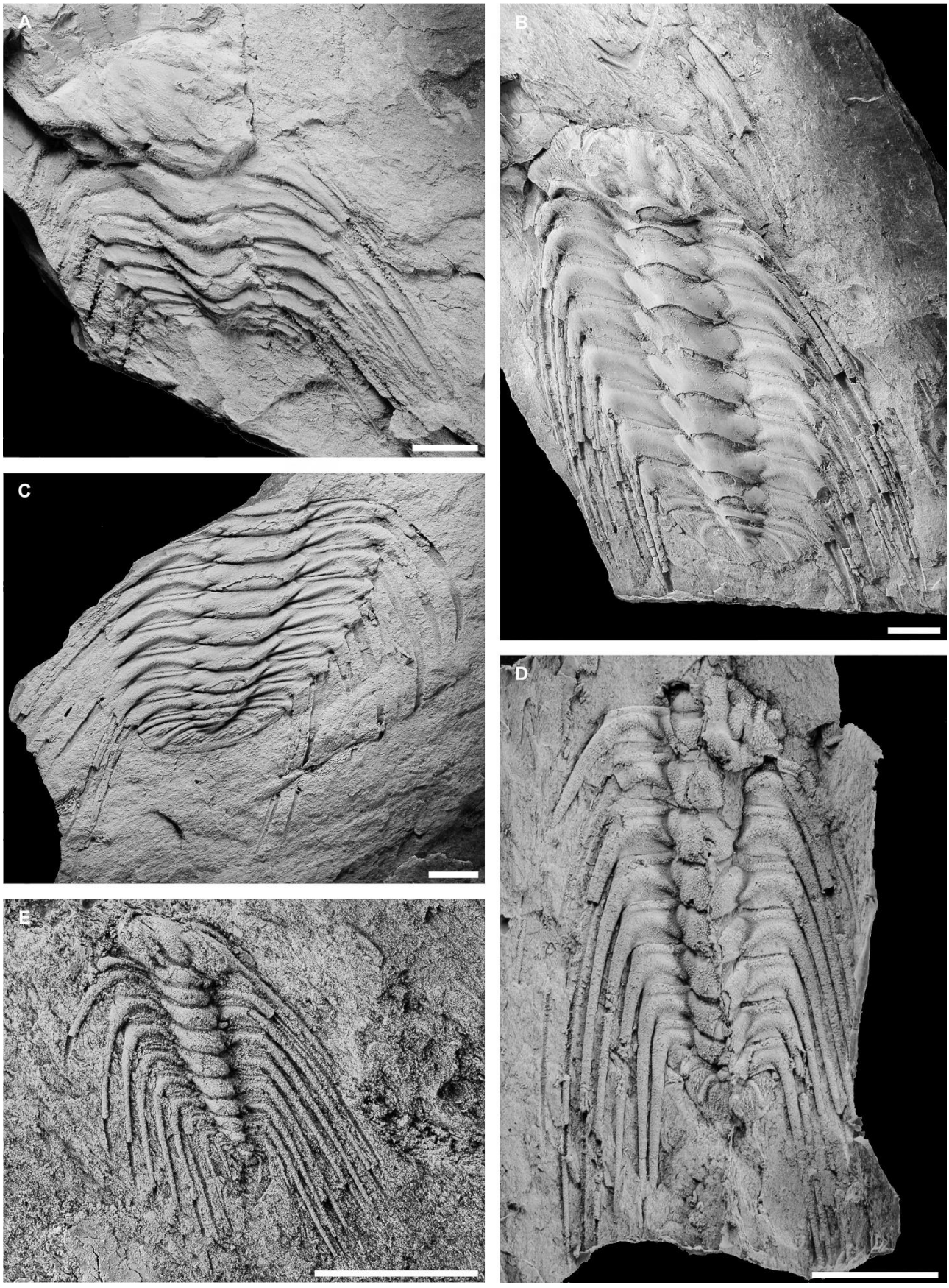
C – MGUTAD15211, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

D – CMG0116, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

E – CMP0323, vista dorsal (molde interno de carapaça; espécime holaspis de pequenas dimensões, com as verdadeiras espinhas pigidiais maiores a ultrapassarem a margem pigidial).

Escala em todas as imagens = 5 mm.

Estampa 39



Estampa 40

Figs. A-H: *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CAR-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – CMP0323, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça; correspondente à fig. E da Estampa 43; detalhe da ornamentação muito marcada em holaspis de pequenas dimensões);

B – CMP0319, vista dorsal (molde interno de carapaça enrolada; meraspis?);

C – CMG0113, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

D – MG15039, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E – CMP0296, vista dorsal (molde interno de cranídio);

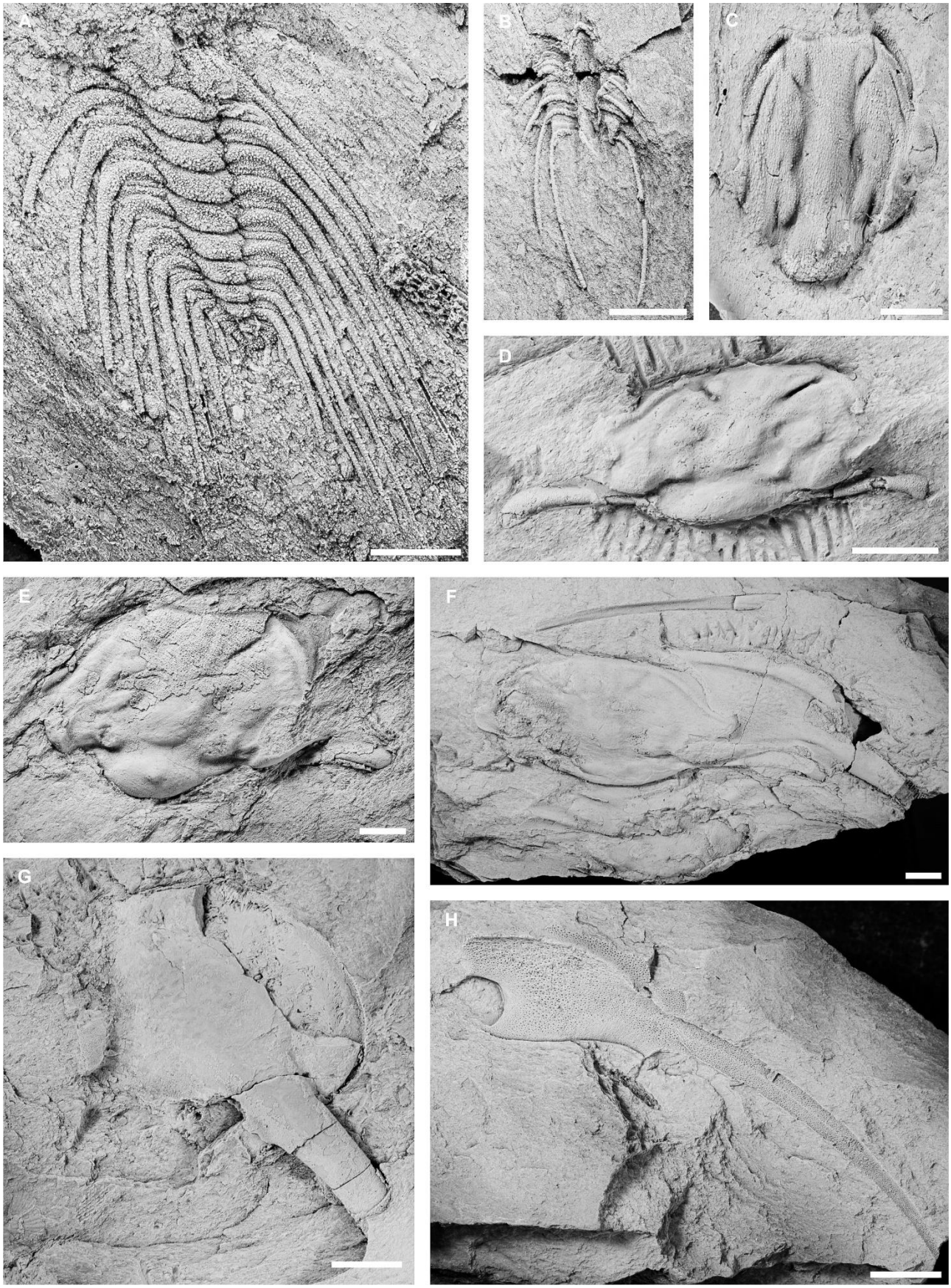
F – MG15007, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

G – MG15037, vista dorsal (molde interno de librigena direita; preservação da superfície ocular);

H – MG15038, vista dorsal (molde externo de librigena esquerda).

Escala em A-C = 2 mm; escala nas restantes = 5 mm.

Estampa 40



Estampa 41

Figs. A-H: *Selenopeltis buchi* (Barrande, 1846) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CAR-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – MGUTAD15404, vista dorsal (molde interno de cranídio);

B – MG15007, vista dorsal (molde interno de pigídio com molde externo de parte do tórax desarticulado do pigídio; posição de muda);

C – MGUTAD15537, vista dorsal (molde interno de cranídio);

D – MGUTAD15050, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E – MG15033, vista dorsal (molde interno de cranídio);

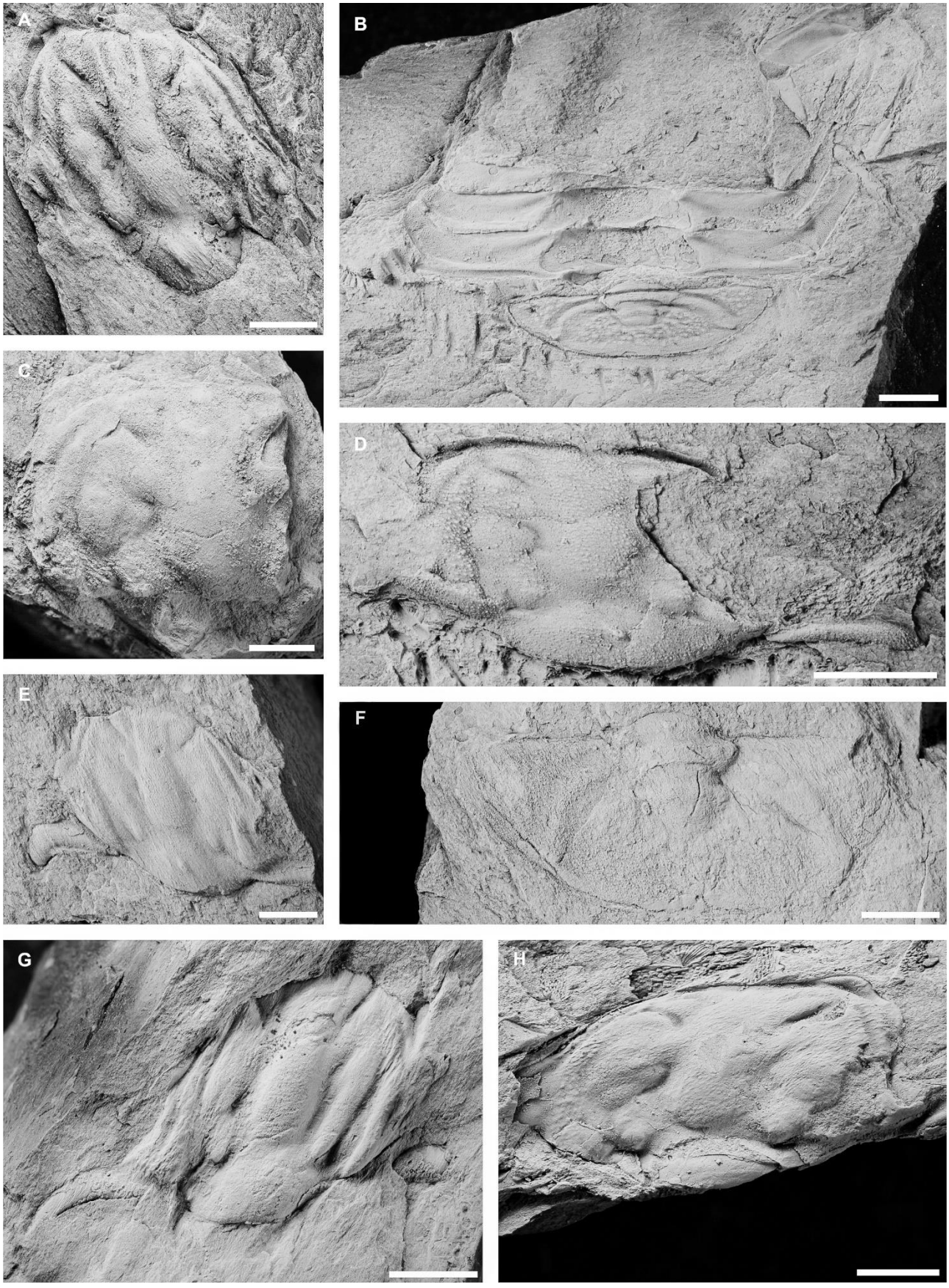
F – MG15031, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – CMG0106, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H – MGUTAD15406, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 41



Estampa 42

Figs. A-D: *Zeliszkella* cf. *renaudae* Henry, 1980 base da Formação Cabeço do Peão (Camada Favaçal), Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CRG-FCP-2 e Pereiro, PER-FCP-2), Mação, Portugal.

A-C – CMG0123, vistas dorsal (A), lateral (B) e anterior (C) (molde interno de cefalão);

D – CMP0284, vista dorsal (molde interno de carapaça).

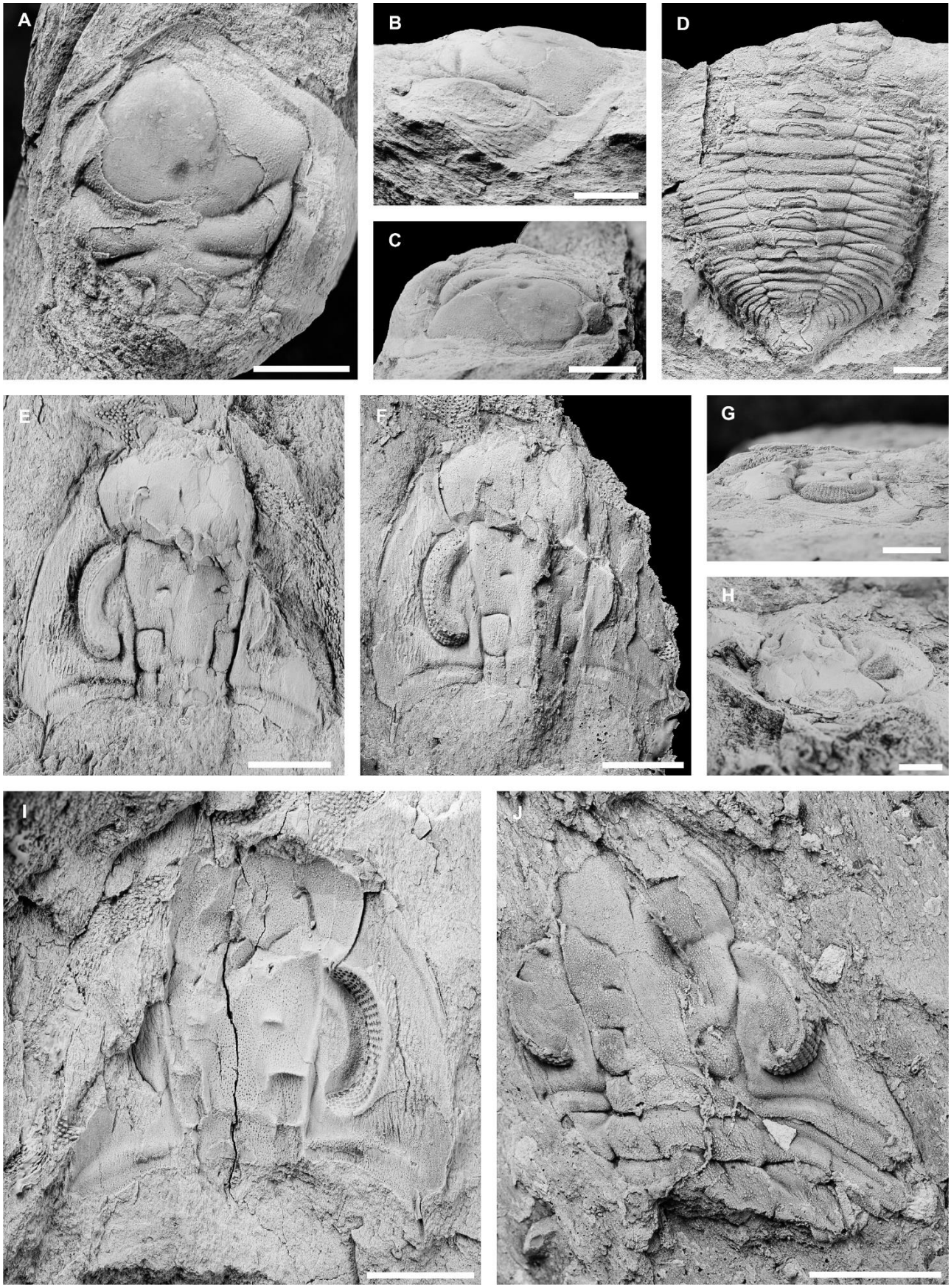
Figs. E-J: *Eodalmanitina berouniana* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira (CAR-FCP-1), Mação, Portugal.

E-I – MGUTAD15366 (holótipo), vistas dorsal (E, F, I), lateral (G) e anterior (H) (molde interno, E, G, H, e contramolde em látex, F, de correspondente molde externo, I, de cefalão);

J – MGUTAD15237, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalotórax).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 42



Estampa 43

Figs. A-D: *Eodalmanitina berouniana* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira (CAR-FCP-1), Mação, Portugal.

A-B – MGUTAD15237, vistas lateral (A) e dorsal (B) (contramolde em látex, A, de molde externo e correspondente molde interno, B, de cefalotórax);

C-D – CMP0320, vista dorsal (molde interno, C, e contramolde em látex, D, de correspondente molde externo de fragmento de tórax);

Figs. E-N: *Mucronaspis* cf. *mucronata* (Brongniart, 1822) da Formação Ribeira do Braçal (nível a 70cm da base), Hirnantiano, Carvoeira (CRV-FRB-1), Penacova, Portugal.

E – MG30549, vista dorsal (molde interno de pigídio);

F – MG30552, vista dorsal (molde interno de fixigena);

G – MG30554-1, vista dorsal (molde interno de pigídio);

H – MG30542, vista dorsal (molde externo de pigídio);

I – MG30550-1, vista dorsal (molde interno de segmento torácico);

J – MG30554-2, vista dorsal (molde interno de pigídio);

K – MG30550-2, vista dorsal (molde interno de três pigídios);

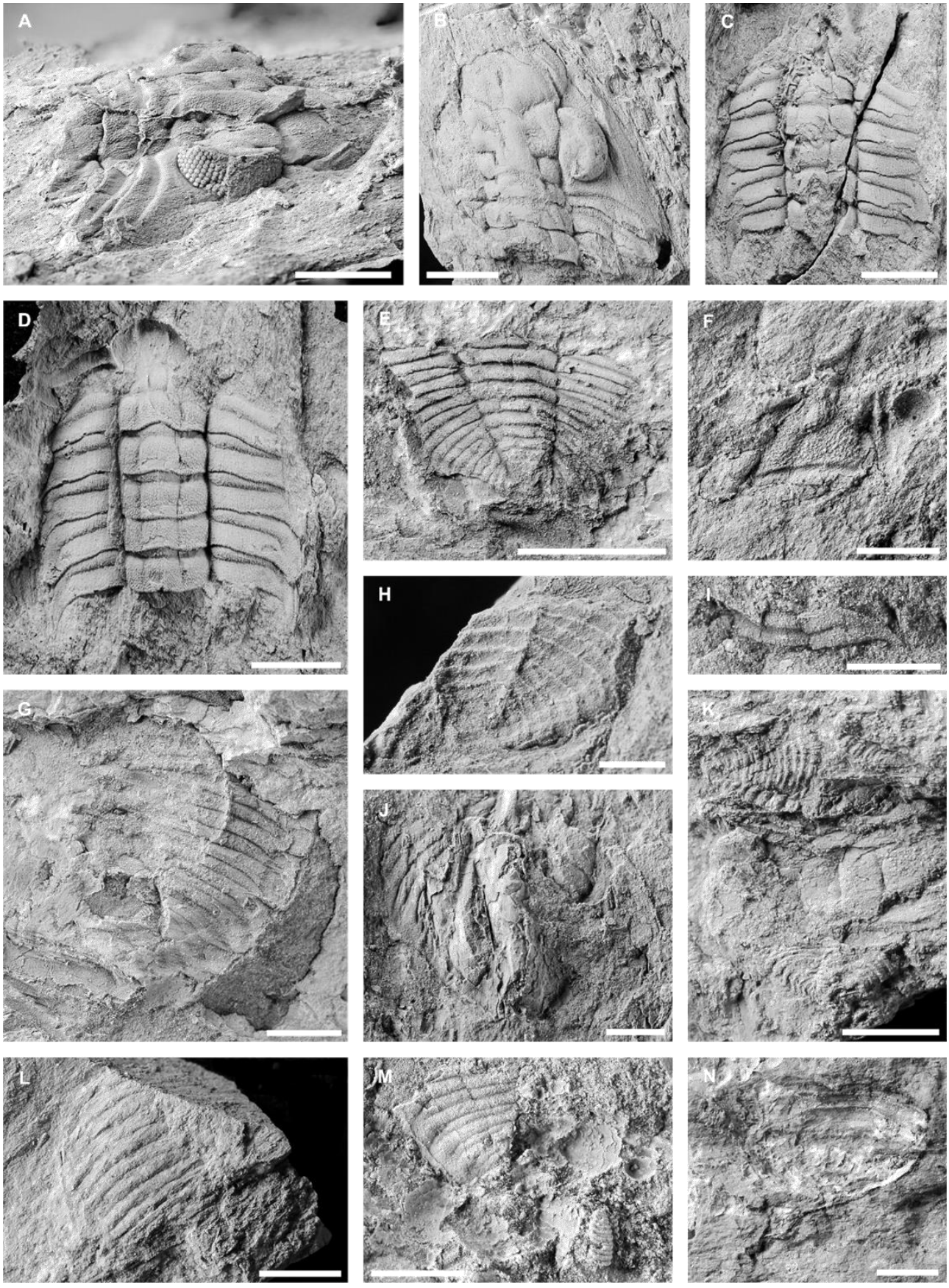
L – MG30540, vista dorsal (molde interno de fragmento de pleura pigidial);

M – MG30545, vista dorsal (molde interno de fragmento de pleura pigidial e molde interno de toracopigídio meraspis?);

N – MG30544, vista dorsal (molde externo de pigídio; permite observar o bordo pigidial a continuar-se numa espinha mediana).

Escala em F, I, K, M = 2 mm; nas restantes figuras = 5 mm.

Estampa 43



Estampa 44

Figs. A-G: *Mucronaspis* cf. *mucronata* (Brongniart, 1822); A-D, da Formação Ribeira do Braçal (nível a 70cm da base), Hirnantiano, Carvoeira (CRV-FRB-1), Penacova; E-G, da Formação Ribeira do Braçal (nível a 70cm da base), Hirnantiano, Pé de Viso (PDV-FRB-1), Penacova; Portugal.

A – MG30546, vista dorsal (molde externo de fragmento cranidial);

B – MG30539, vista dorsal (molde externo de pigídio; permite observar a espinha pigidial);

C – MG30546-1, vista dorsal (molde interno de dois pigídios);

D – MG30546-2, vista dorsal (molde interno de fragmento cranidial);

E – MG30608, vista dorsal (molde interno de pigídio);

F – MG30599, vista dorsal (fragmento de molde externo de pigídio);

G – MG30556, vista dorsal (fragmento de molde externo de pigídio; permite observar espinha pigidial);

H – MG30601, vista dorsal (molde interno de fragmento de glabela);

I – MG30603, vista dorsal (molde interno de fragmento de pleura pigidial);

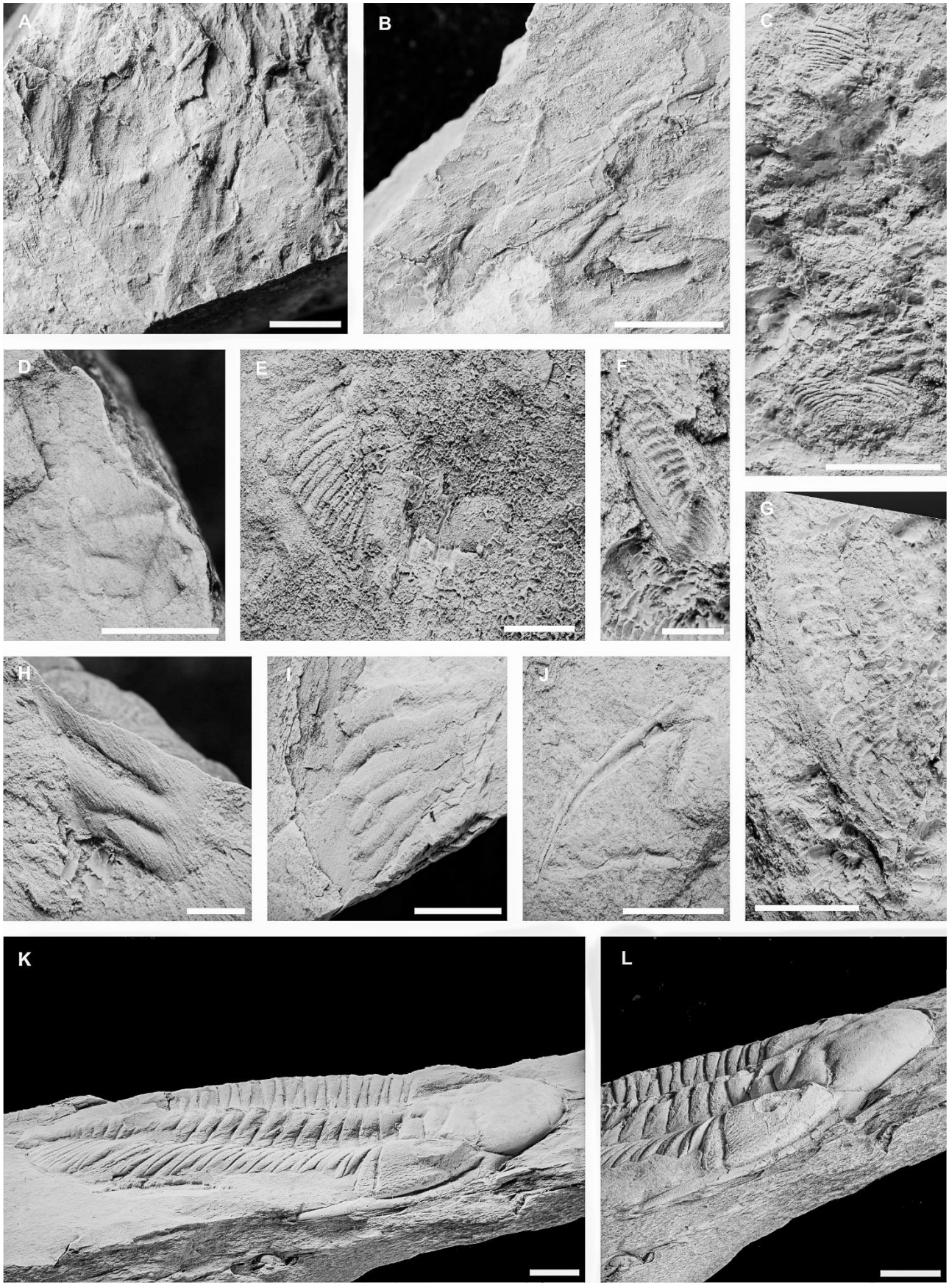
J – MG30604, vista dorsal (molde interno de cefalão esfoliado, preservando apenas os bordos posterior e lateral).

Figs. K-L: *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação, Portugal.

K-L – CMP0281 (holótipo), vistas lateral (K) e lateral oblíqua (L) (molde interno de carapaça; L, detalhe do cefalão).

Escala em E, F, H = 2 mm; nas restantes figuras = 5 mm.

Estampa 44



Estampa 45

Figs. A-I: *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação, Portugal.

A – CMP0281 (holótipo), vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – MGUTAD15105, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

C, E – MGUTAD15104, vistas dorsal (C) e lateral (E) (molde interno de cefalão);

D – MGUTAD15103, vista dorsal (molde interno de fragmento de cefalão);

F – MGUTAD15100, vista dorsal (molde interno de cefalão e de pigídio);

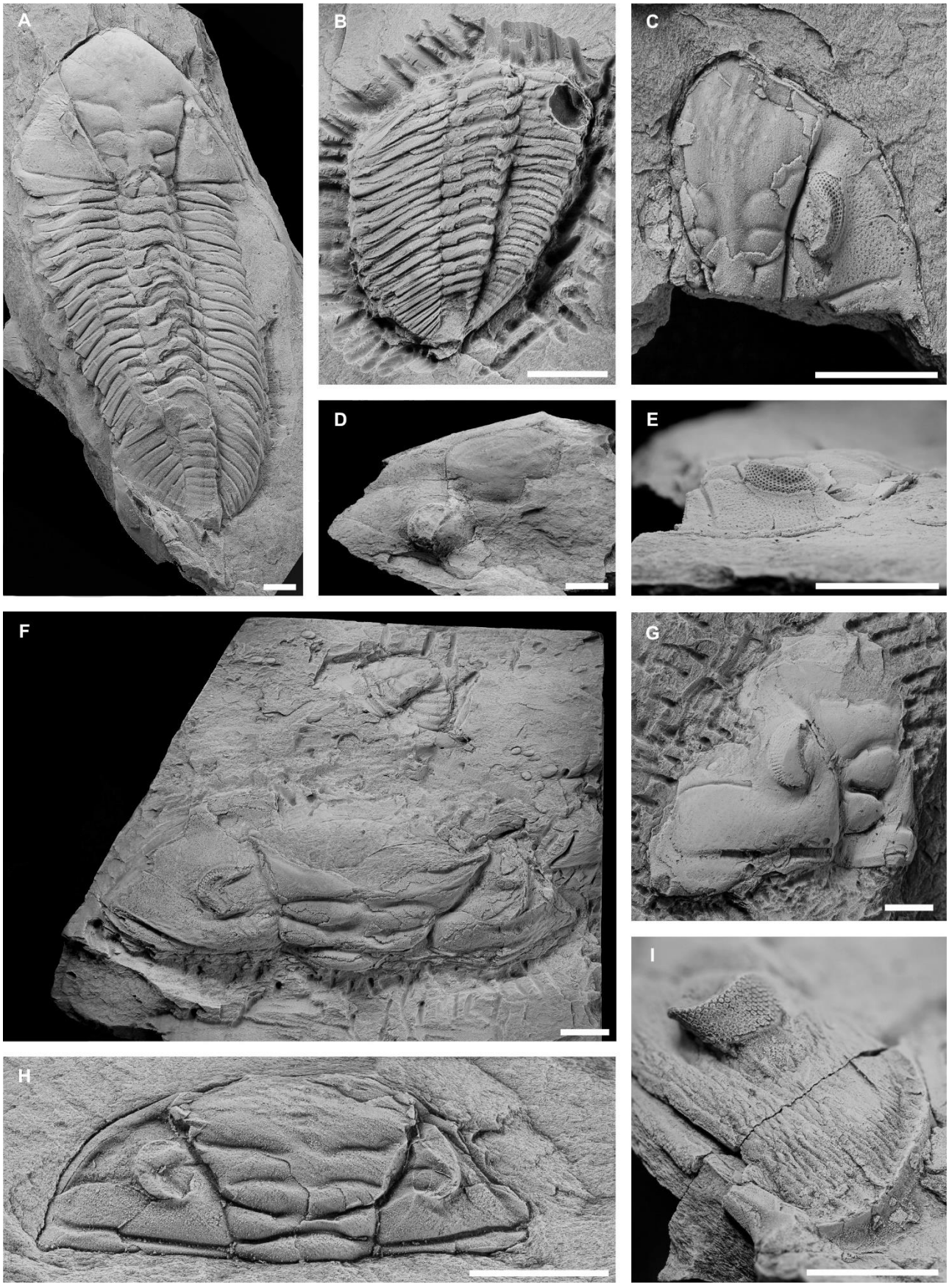
G – MGUTAD15102, vista dorsal oblíqua (molde interno de fragmento de cranídio);

H – MGUTAD15123, vista dorsal (molde interno de cranídio);

I – MGUTAD15483, vista lateral oblíqua (detalhe de superfície visual de molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 45



Estampa 46

Figs. A-G: *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação, Portugal.

A – MGUTAD15315, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça e de pleura torácica);

B-C – MGUTAD15561, vistas dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de cefalão; permite observar bem a continuação do sulco de bordo posterior no sulco lateral fixigenal);

D – MGUTAD15335, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

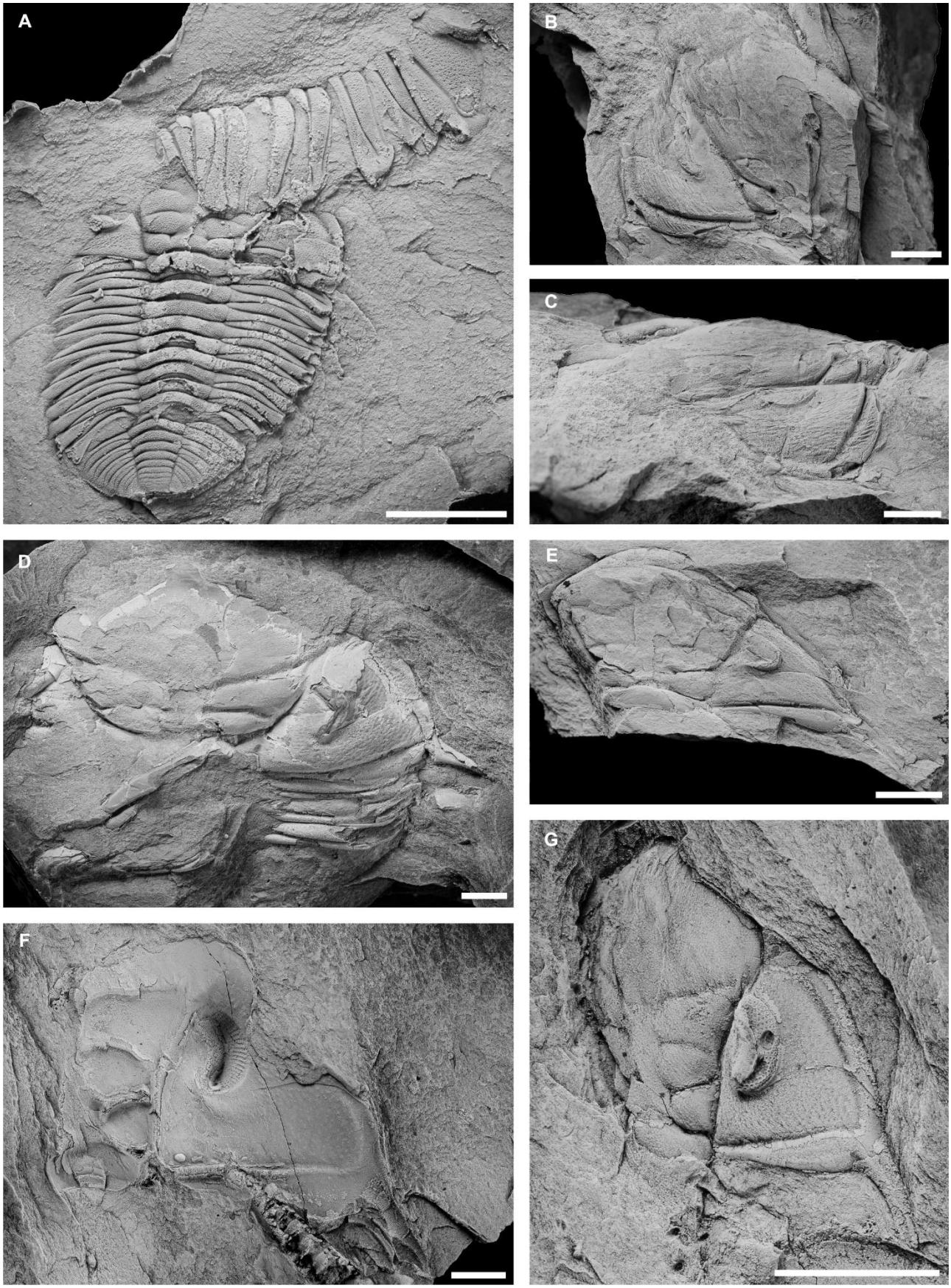
E – MGUTAD15336, vista dorsal (molde interno de cefalão);

F – MGUTAD15102, vista dorsal (molde externo de fragmento de cranídio; correspondente ao molde interno da Estampa 49, Fig. G; permite observar de forma clara a continuação do sulco de bordo posterior no sulco de bordo lateral fixigenal);

G – MGUTAD15260, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 46



Estampa 47

Figs. A-L: *Dalmanitina rabanoae* n. sp. da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação, Portugal.

A – MGUTAD15343, vista lateral oblíqua (molde interno de librigena; detalhe da superfície visual);

B, D, E – MGUTAD15117, vistas dorsal (B), lateral (D) e posterior (E) (molde interno de pigídio);

C – MGUTAD15479, vista dorsal (molde interno de toracopigídio; holaspis de dimensões reduzidas, com sulcos interpleurais relativamente mais marcados);

F – MGUTAD15108, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

G, H, J – MGUTAD15481, vistas dorsal (G), lateral (H) e postero-dorsal (J) (molde interno de pigídio);

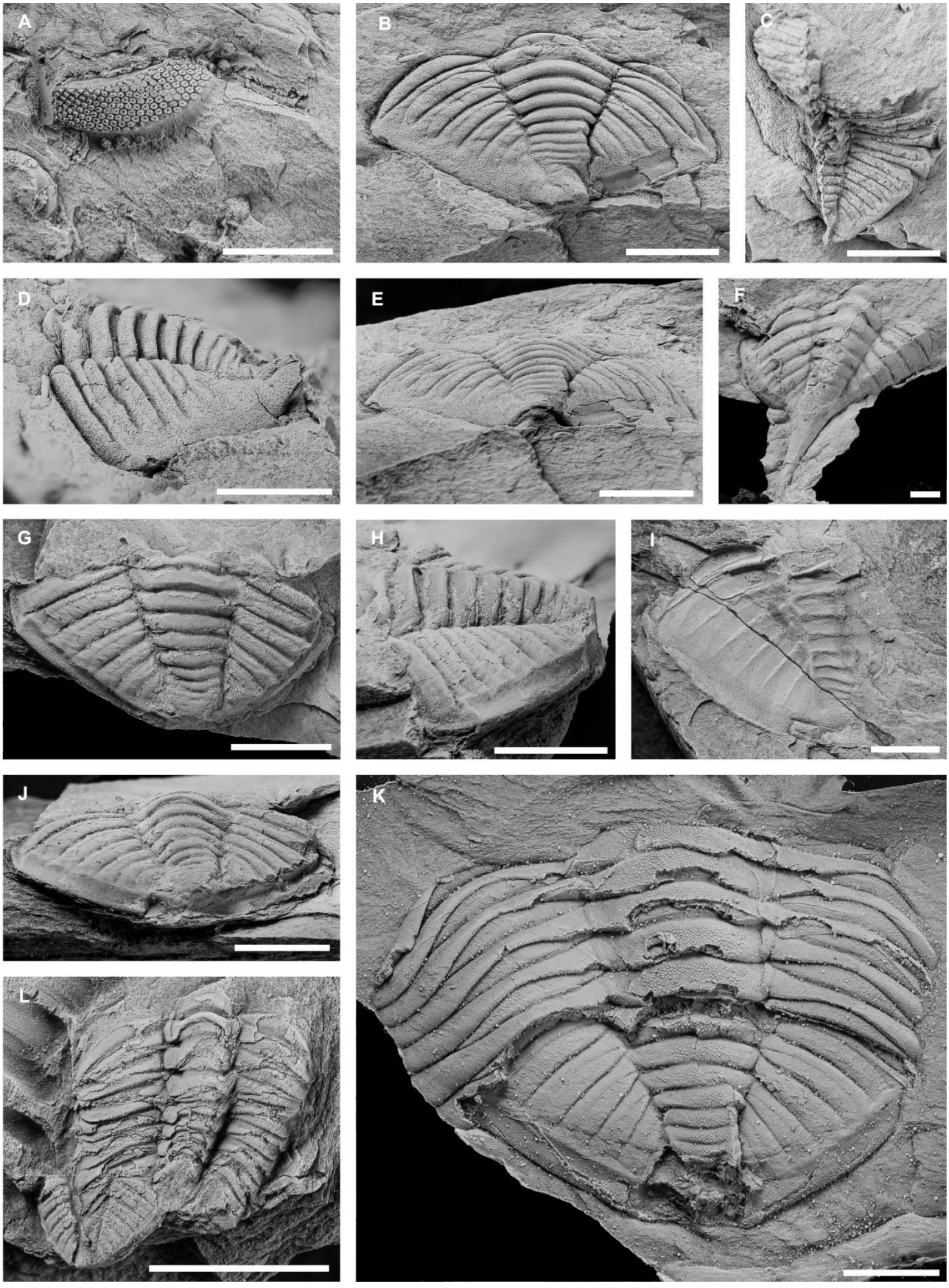
I – MGUTAD15431, vista dorsal (molde externo de pigídio);

K – MGUTAD15254, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de toracopigídio);

L – MGUTAD, vista dorsal (molde interno de toracopigídio desarticulado – muda).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 47



Estampa 48

Figs. A-M: *Dalmanitina rabanoae* n. sp.; A-B, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação; C-M, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Louredo (LOR-FCA-1) e Zuvinhal, (ZUV-FC-C17), Buçaco, Portugal.

A – MGUTAD15558, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MGUTAD15559, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

C – MG2408, vista dorsal (molde interno de fragmento de cefalão);

D – MG89-3-011, vista dorsal (molde interno de fragmento de cranídio);

E, H – MG2385, vistas dorsal (E) e lateral (H) (molde interno de cefalão e molde externo de cranídio);

F, G, I – MG2386-4, vistas dorsal (F), lateral (G) e posterior (I) (molde interno de pigídio);

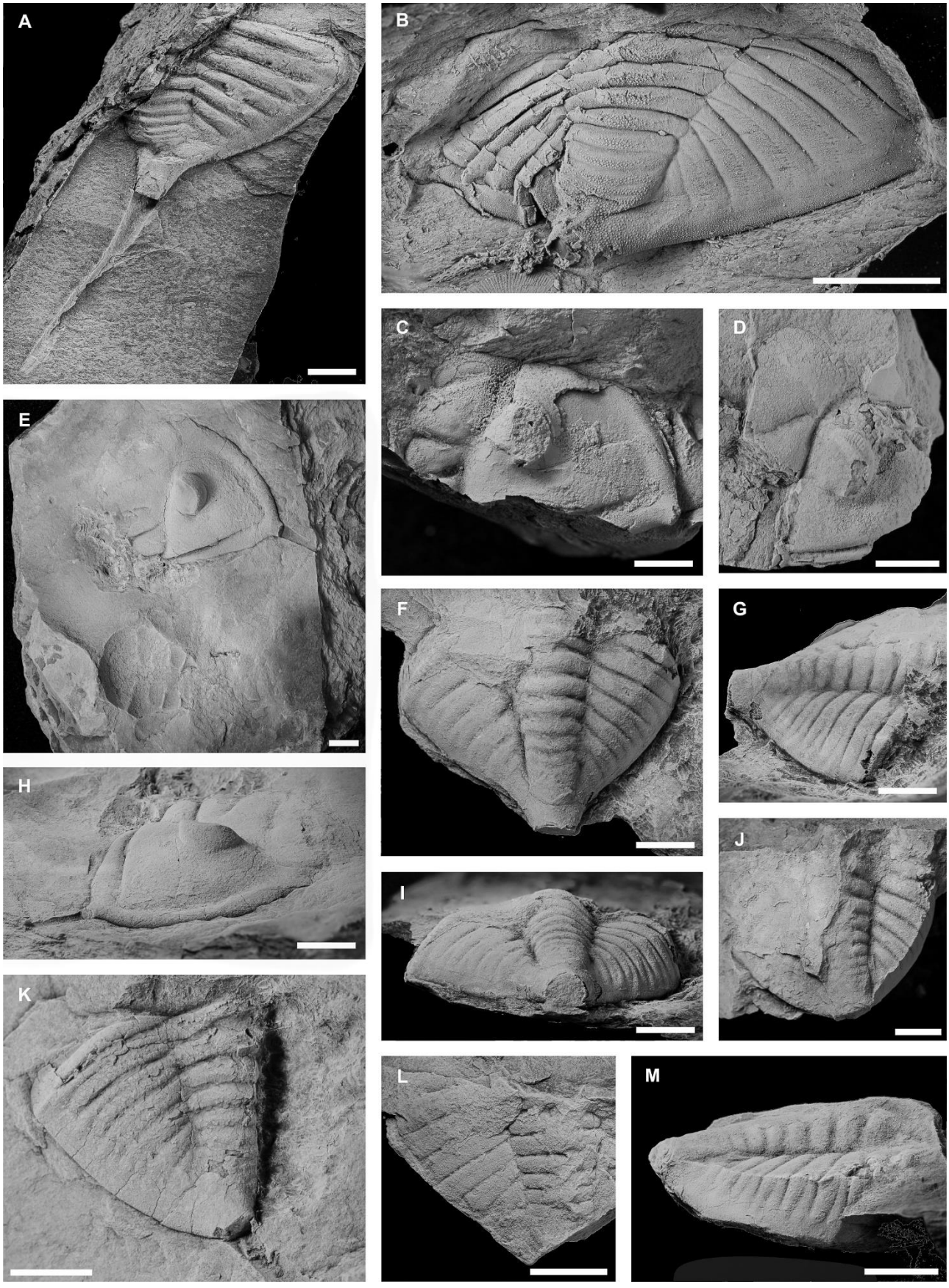
J, M – MG2386-3, vistas dorsal (J) e lateral (M) (molde interno de pigídio);

K – MG89-3-009, vista dorsal (molde interno de pigídio);

L – MG-SP-003, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 48



Estampa 49

Figs. A-I: *Dalmanitina manfroi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

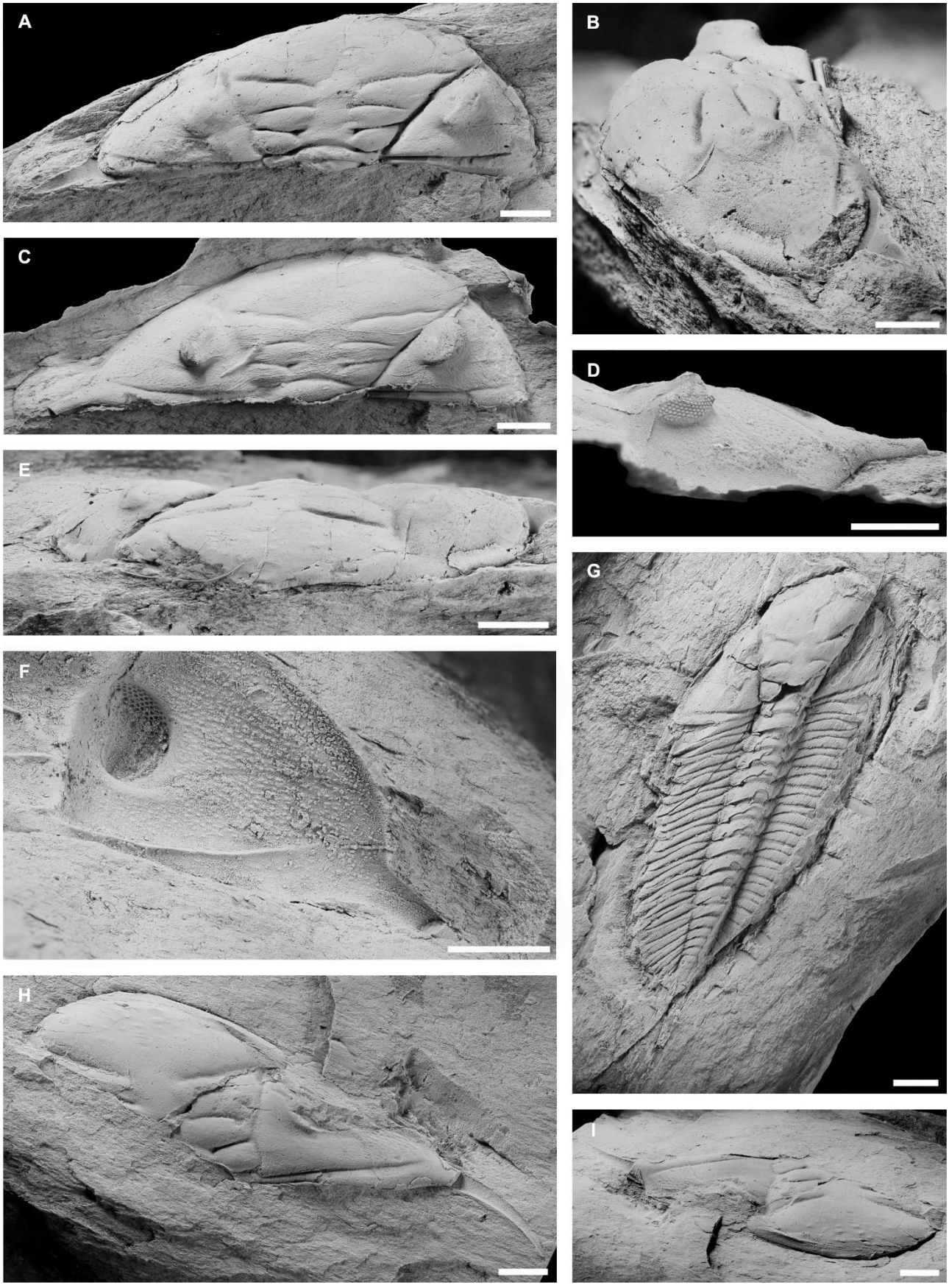
A-F – MGUTAD15371 (holótipo), vistas dorsal (A, C, F), lateral (B), anterior (D, E) (molde interno, A, B, E, e contramolde em látex, C, D, de correspondente molde externo, F, de cefalão; F, detalhe de terminação do sulco de bordo posterior sem continuação na librigena);

G – CMP0245, vista dorsal (molde interno de carapaça);

H-I – MGUTAD15423, vistas dorsal (H) e anterior (I) (molde interno de cranídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 49



Estampa 50

Figs. A-G: *Dalmanitina manfroi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMP0253, vista dorsal (molde interno de carapaça – muda);

B-C – MGUTAD15246, vistas dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de cefalotórax desarticulado – muda);

D – CMP0257, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

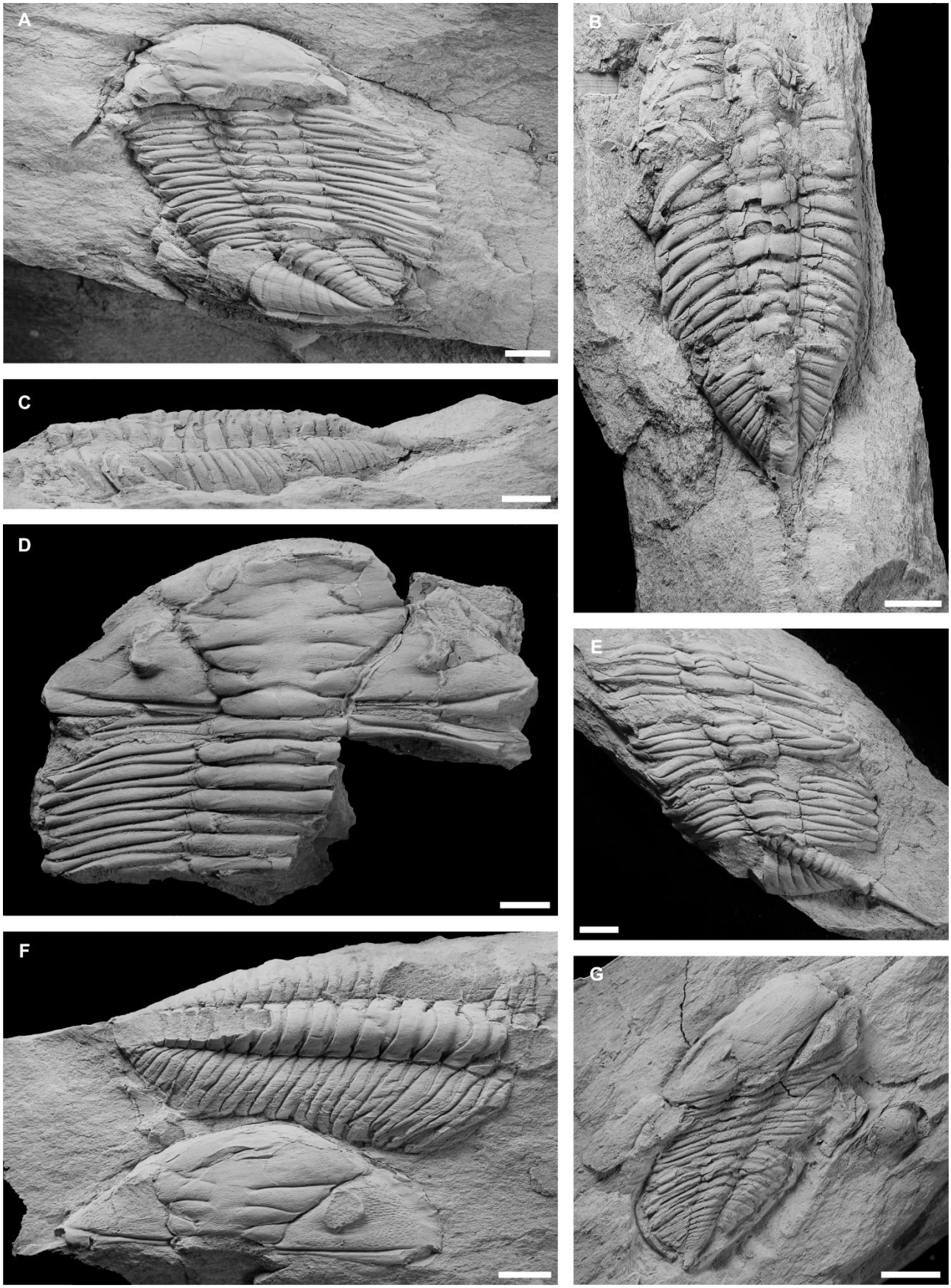
E – MGUTAD15243, vista dorsal (molde interno de cefalotórax desarticulado – muda);

F – CMP0251, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada – muda);

G – CMP0283, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 50



Estampa 51

Figs. A-L: *Dalmanitina manfroi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MGUTAD15246, vista dorsal (molde interno de cefalão);

B – MGUTAD15227, vista dorsal (molde interno de librigena; preservação da superfície visual);

C – MGUTAD15420, vista dorsal (molde interno de librigena incompleta; preservação da superfície dorsal);

D – CMG0140, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E – CMP0345, vista ventral (molde interno de hipostoma articulado ao bordo cefálico);

F – CMG0013, vista ventral (molde externo de hipostoma);

G – CMG0118, vista ventral (molde interno de hipostoma);

H – CMG0121, vista ventral (molde interno de hipostoma);

I – CMG0102, vista ventral (molde interno de hipostoma);

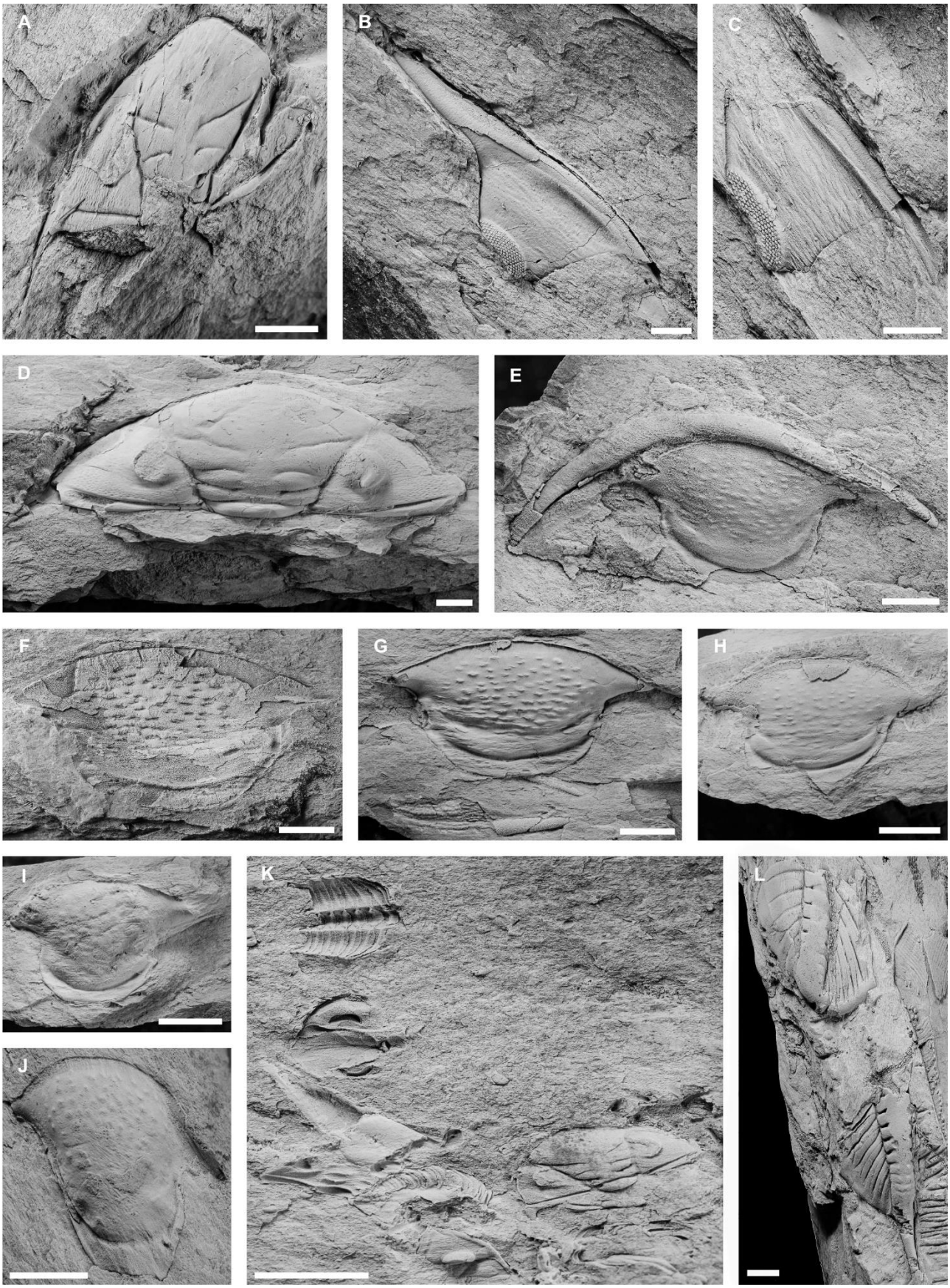
J – CMG0108, vista ventral (molde interno de hipostoma);

K – CMP0256, vários moldes internos e externos de escleritos de holaspides pequenos e meraspis?;

L – MGUTAD15219, vista dorsal (molde interno de dois pigídios).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 51



Estampa 52

Figs. A-K: *Dalmanitina manfroi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – MGUTAD15133, vistas dorsal (A), postero-dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de pigídio);

D, F – MGUTAD15351, vistas dorsal (D) e posterior (F) (molde interno de pigídio);

E – MGUTAD15415, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – MGUTAD15414, vista dorsal (molde interno de pigídio);

H – MGUTAD15428, vista dorsal (molde externo de pigídio);

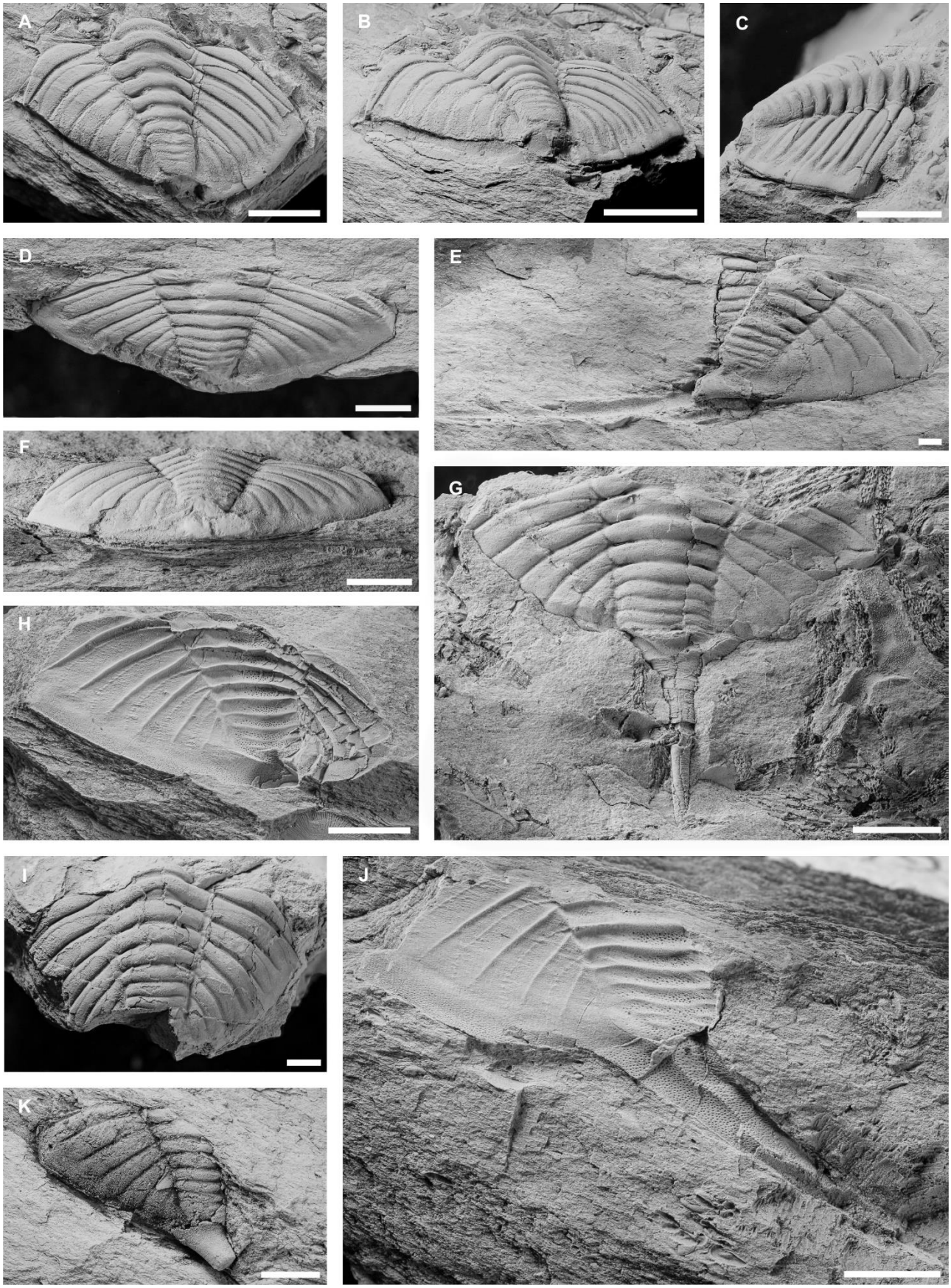
I – MGUTAD15239, vista dorsal (molde interno de pigídio);

J – MGUTAD15019, vista dorsal (molde externo de pigídio);

K – MGUTAD15222, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 52



Estampa 53

Figs. A-M: *Dalmanitina philippoti* Henry, 1980 da Formação Louredo, Berouniano médio a superior (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Zuvinhal (ZUV-FLO-C10), Galhano (ZUV-MGL-C5) e Palheiros (JOR-FLO-C10, C-15), Penacova, Portugal.

A, D – MG81-4-005, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente externo, D, de cefalotórax; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

B, C – MG82-1-019, vistas dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de fragmento de cefalão);

E – MG81-4-003, vista dorsal (molde interno de cranídio; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

F – MG81-4-003, vista dorsal (molde interno de cranídio; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

G – MG81-4-006, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H, I – MGUTAD15712, vista dorsal/ventral (molde externo, H, e correspondente interno, I, de fragmento cranidial e de hipostoma; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

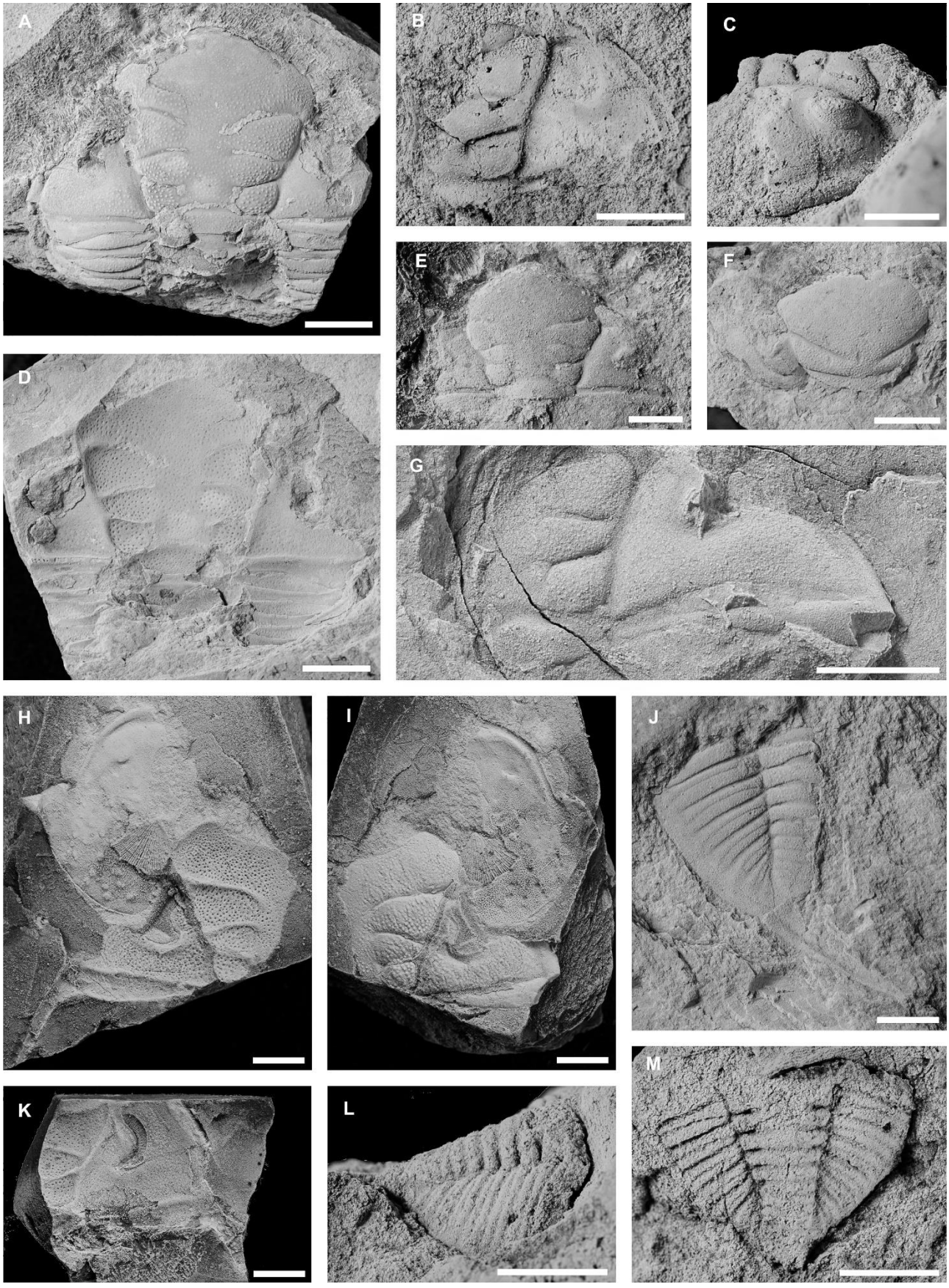
J – MG81-4-004, vista dorsal (molde interno de pigídio; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

K – MGUTAD15713, vista dorsal (molde externo de fragmento de cefalão; Membro Galhano, topo da Formação Louredo);

L, M – MG82-1-018, vistas lateral (L) e dorsal (M) (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 53



Estampa 54

Figs. A-D: *Dalmanitina philippoti* Henry, 1980 da Formação Louredo, Berouniano superior? (ca. Katiano inferior, Ka2) de Galhano (ZUV-MGL-C5) e Palheiros (JOR-FLO-C5, -C10), Penacova, Portugal.

A – MG82-1-020, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MGUTAD15714, vista dorsal (molde interno de pigídio; Membro Galhano),

C, D – NHM-S4834, vistas dorsal (C) e lateral (D) (molde interno de pigídio).

Figs. E, G: *Dalmanitina* sp. da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Chão de Lopes Pequeno (CHL-FRL-1, E, e CHL-FRL-2, G), Amêndoa, Portugal.

E – MGUTAD15137, vista dorsal (molde interno de librigena; articulada, mas restante cefalão fragmentado);

G – CMP0038, vista dorsal (molde interno de fragmento de cranídio).

Figs. H-K: *Dalmanitina* sp. indet. da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Monte Cimeiro (MC-FCP-1), Sardoal, Portugal.

H, K – CMP0101, vistas lateral (H) e dorsal (K) (molde interno de pigídio);

I – CMP0114, vista dorsal (molde externo de pigídio);

J – CMP0113-2, vista dorsal (molde interno de fragmento de cranídio).

Figs. L-P: *Dalmanitina acuta* Hammann, 1972 da Formação Bancos Mixtos (material-tipo), Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Espanha.

L, N – SMF24067, vistas dorsal (L) e anterior (N) (molde interno de cranídio);

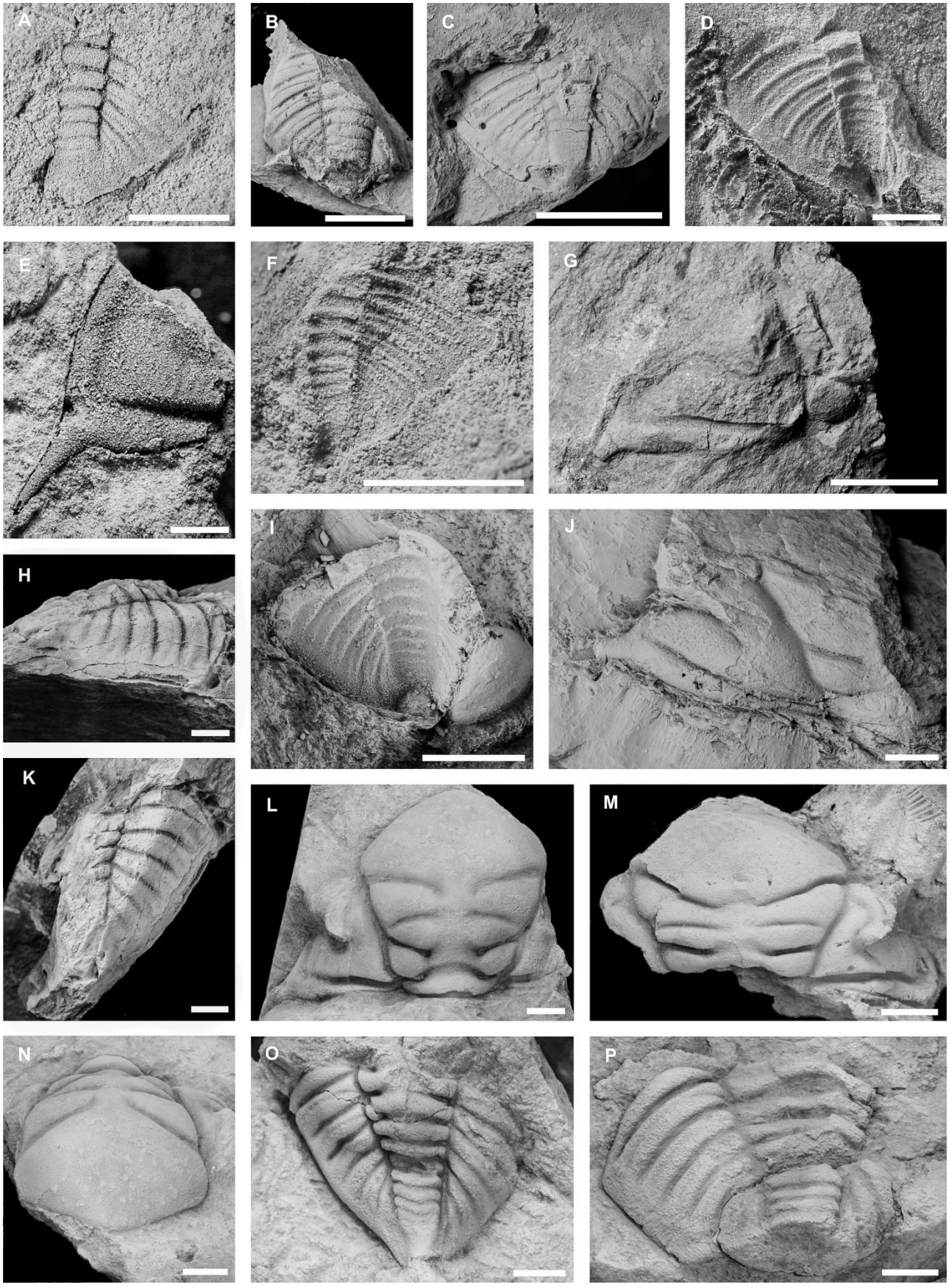
M – SMF27628, vista dorsal (molde interno de cranídio; figurado por Hammann, 1976, est. 6, fig. 76);

O – SMF24068, vista dorsal (molde interno de pigídio);

P – SMF27632, vista dorsal (molde interno de pigídio; figurado por Hammann, 1976, est. 6, fig. 80).

Escala das figuras = 5 mm, exceto D = 2 mm.

Estampa 54



Estampa 55

Figs. A-L: *Crozonaspis chauveli* Henry, 1980; A-B, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) de Louredo (LOR-FCA-1) e Zuvinhal (ZUV-FC-C17), Buçaco e Penacova, Portugal; C-L, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação.

A – MG2387, vista dorsal (molde interno de cefalão);

B – MG89-3-001, vista dorsal oblíqua (molde interno de toracopigídio);

C, D, G – CMP0290, vistas dorsal (C, D) e lateral (G) (molde interno, D, G, e contramolde em látex, C, de correspondente molde externo de carapaça);

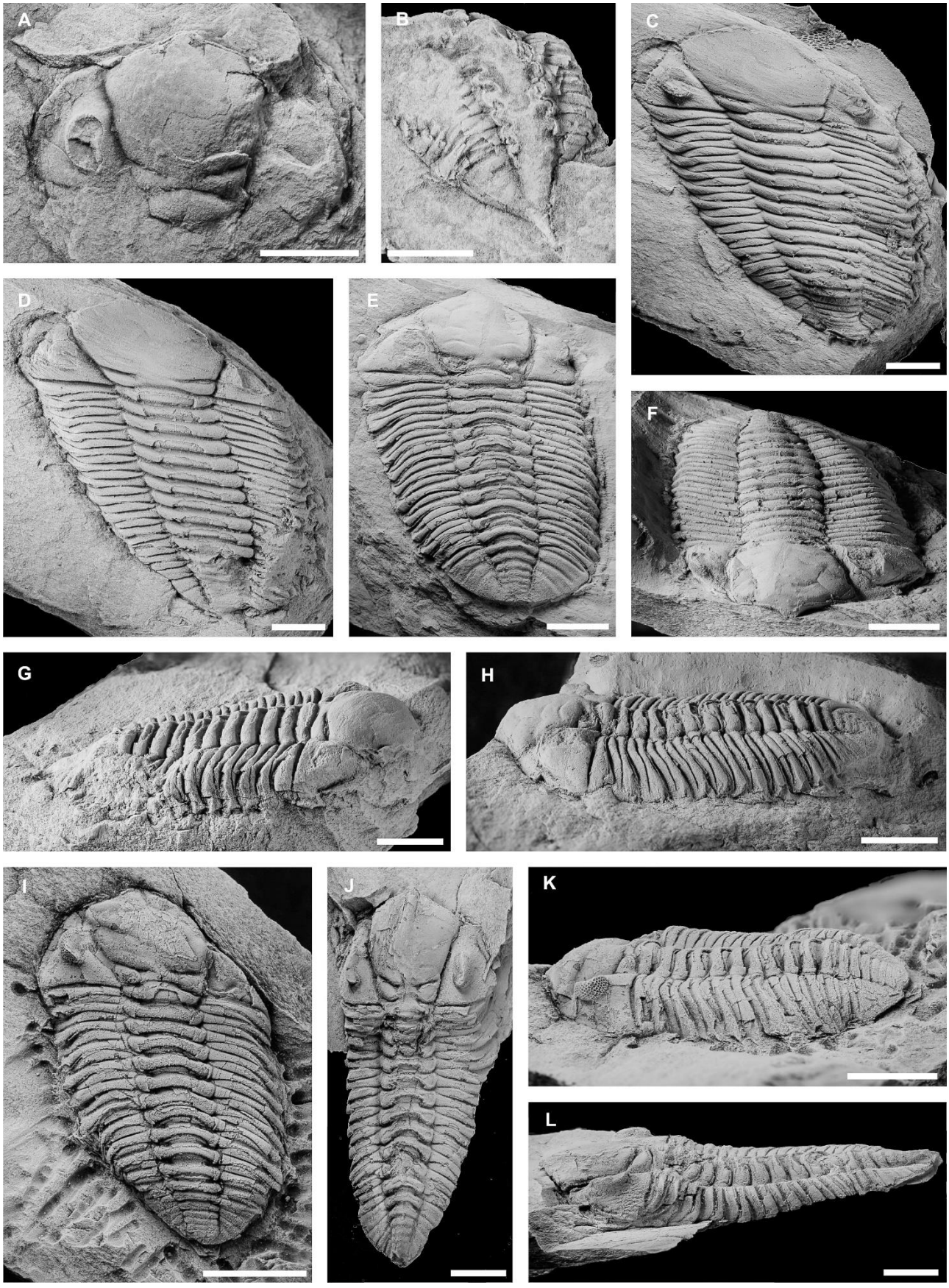
E, F, H – CMP0291, vistas dorsal (E), antero-dorsal (F) e lateral (H) (molde interno de carapaça);

I, K – MGUTAD15104, vistas dorsal (J) e lateral (K) (molde interno de carapaça);

J, L – CMP0292, vistas dorsal (J) e lateral (L) (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 55



Estampa 56

Figs. A-N: *Crozonaspis chauveli* Henry, 1980 da Formação Carregueira, Berouniano inferior (Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação.

A, B – CMP0293, vistas dorsal (A) e lateral (B) (molde interno de cefalotórax semienrolado);

C – MGUTAD15287, vista dorsal (molde interno de cefalotórax – muda);

D – MGUTAD15258-2, vista dorsal (molde interno de cefalotórax – muda);

E – MGUTAD15121, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

F – MGUTAD15275, vista dorsal (molde interno de cefalão);

G – CMG0104, vista dorsal (molde interno de carapaça; holaspis jovem);

H – MGUTAD15258, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

I – MGUTAD15103, vista dorsal (molde externo da dobra cefálica; bordo anterior cefálico);

J, L – MGUTAD15275, vistas dorsal (J) e anterior (L) (molde interno de cefalão);

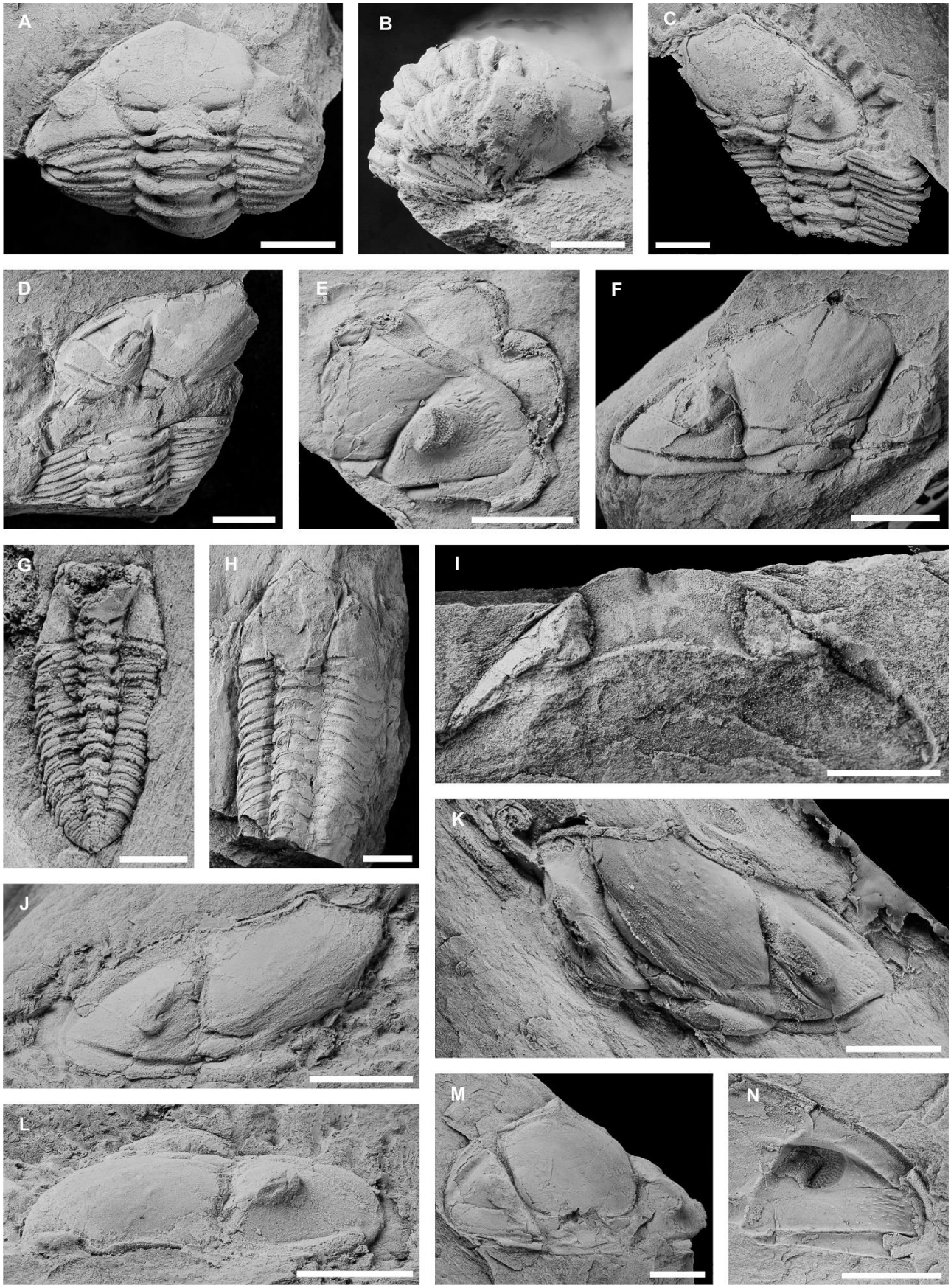
K – MGUTAD15462, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

M – MGUTAD15265, vista dorsal (molde interno de cefalão);

N – MGUTAD15268, vista dorsal (molde externo de cefalão; detalhe da área genal esquerda, com preservação da ornamentação).

Escala das figuras = 5 mm, exceto G = 2 mm.

Estampa 56



Estampa 57

Figs. A-C: *Crozonaspis chauveli* Henry, 1980 da Formação Carregueira, Berouniano inferior (Sandbiano) de Carregueira (CRG-FC-1), Mação.

A – MGUTAD15276, vista dorsal (moldes externo de fragmento torácico e molde interno de hipostoma desarticulado);

B – CMG0102-2, vista dorsal-posterior (molde interno de pigídio);

C – MGUTAD15277, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. D-F: *Crozonaspis* sp. indet. da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Monte Cimeiro (MC-FCP-1), Sardoal, Portugal.

D – CMP0100, vista dorsal (molde interno de cefalão com superfície dorsal esfoliada);

E – CMP0104, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

F – CMP0114, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Figs. G-N: *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) da Formação Louredo, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Sazes de Lorvão (SAZ-FLO-1), Penacova, Portugal.

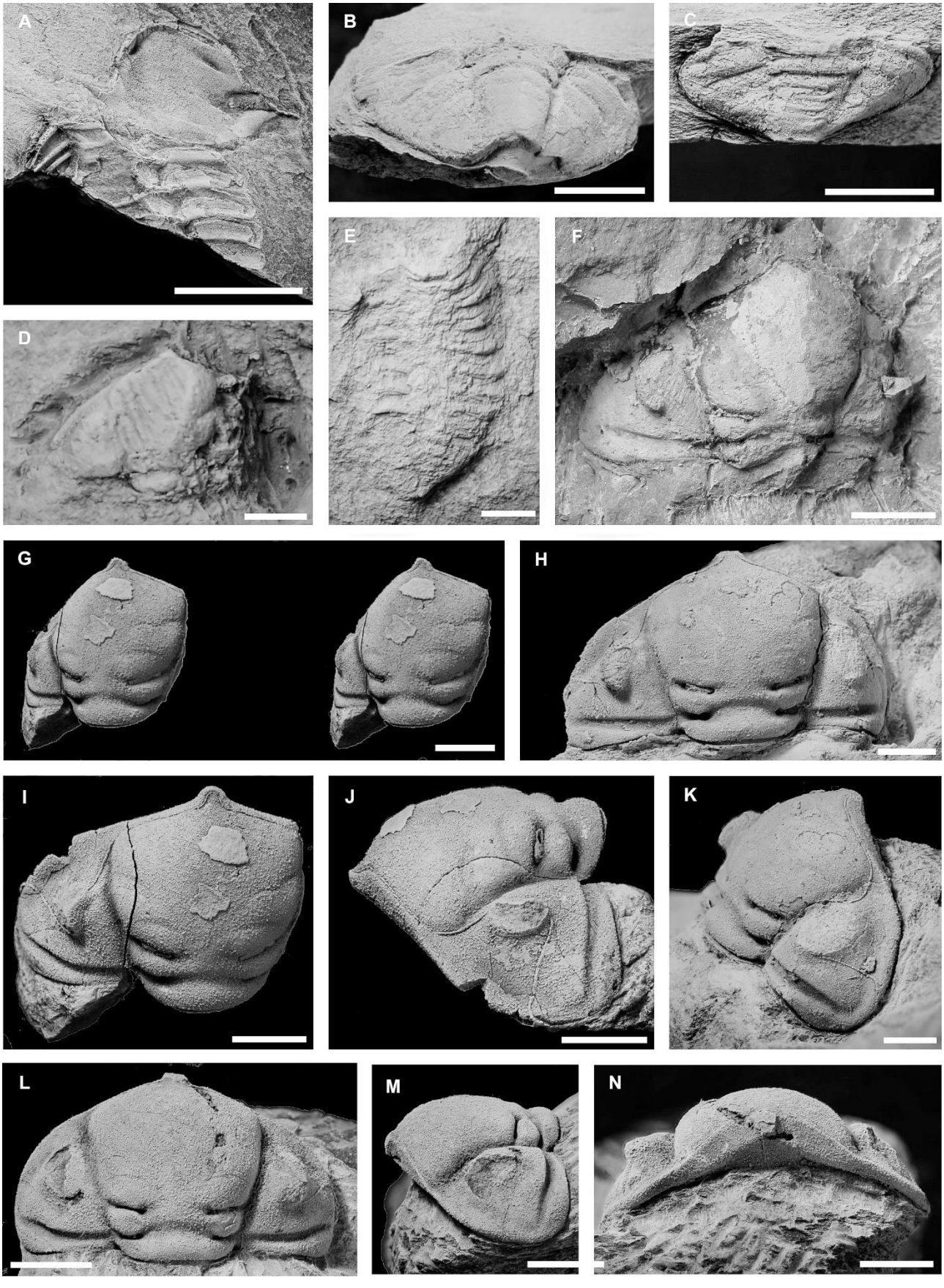
G, I, J – MG109-1, vistas dorsal (G, I) e lateral (J) (molde interno de cefalão; G, par estereoscópido);

H, K – MG109-3, vistas dorsal (H) e lateral oblíqua (K) (molde interno de cefalão);

L-N – MG109-4, vistas dorsal (L), lateral (M) e anterior (N) (molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 57



Estampa 58

Figs. A-L: *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) da Formação Louredo, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Louredo (LOR-FLO-1; I, J, L), Buçaco e de Cácemes (CAC-FLO-1; A-E, G), Midões (MID-FLO-1; H-K) e Sazes de Lorvão (SAZ-FLO-1; F), Penacova, Portugal.

A, D – MG89-4-001, vistas dorsal (A) lateral (D) (molde interno de cranídio);

B, C – MG111, vistas anterior (B) e lateral (C) (molde interno de cefalão);

E – MG89-4-002, vistas anterior e lateral oblíqua (moldes internos de duas carapaças enroladas);

F – MG109-5, vista dorsal (molde interno de glabela);

G – MG89-4-004, vista ventral (molde interno de cefalão; dobra cefálica);

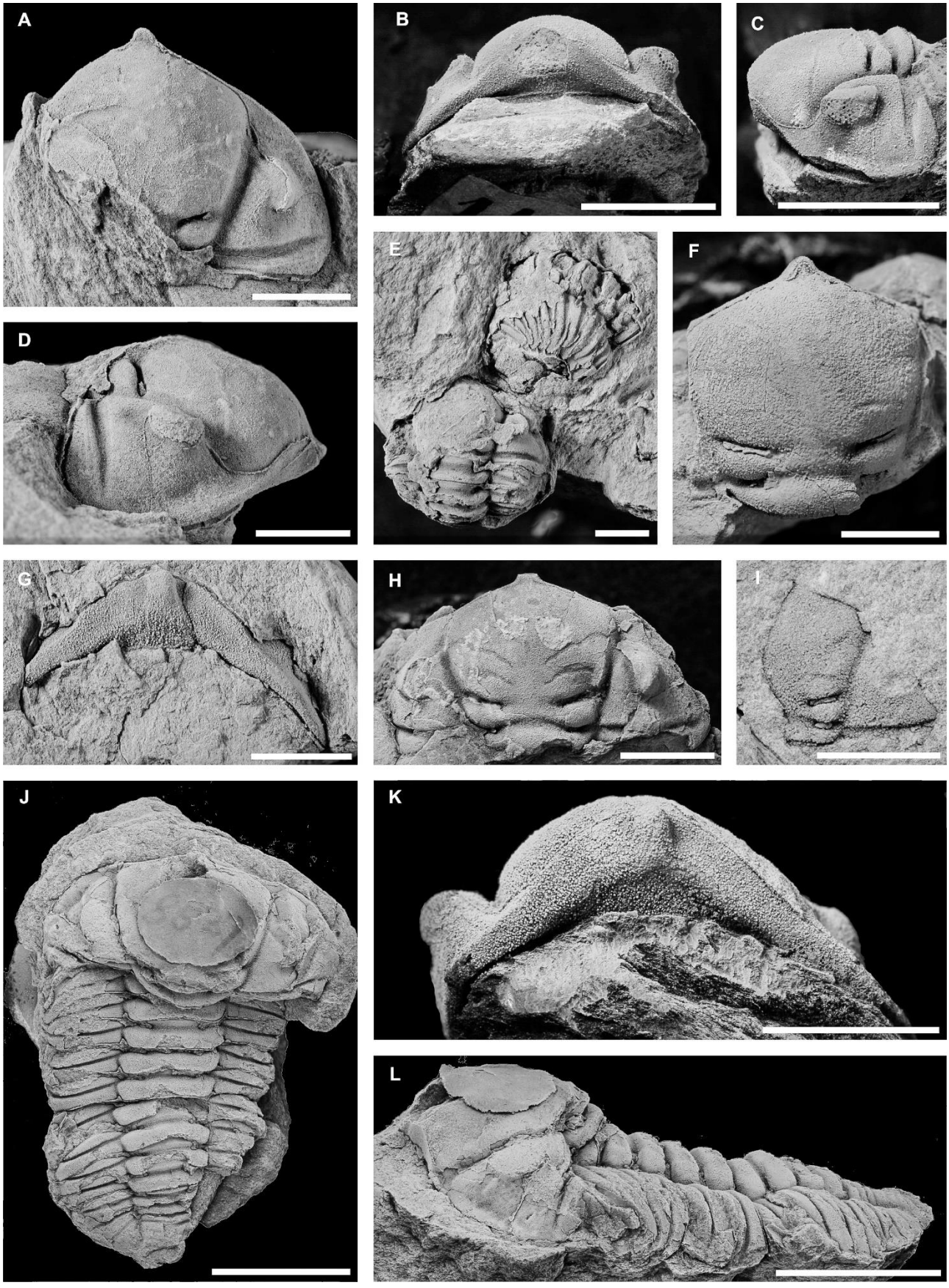
H, K – MG108, vistas dorsal (H) e ventral-anterior (molde interno de cefalão; K, detalhe dobra cefálica);

I – MNHN/U.L.-T.P.-099, vista dorsal (molde interno de cranídio);

J, L – NHM-In28482, vistas dorsal (J) e lateral (L) (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 58



Estampa 59

Figs. A-L: *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) – A-L, da Formação Louredo, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Louredo (LOR-FLO-1; A), Buçaco e de Cácemes (CAC-FLO-1; D), Zuvinhal (ZUV-FLO-C10, G-H) e Palheiros (JOR-FLO-C8, B-C; JOR-FLO-C15, E-F, I), Penacova.

A – MNHN/U.L.-T.P.-0403, vista dorsal (molde interno de cefalão);

D – MG89-4-006, vista dorsal [molde interno de pigídio; também molde interno de cefalão de *Deanaspis seunesi* (Kerfone, 1900)];

E, F – MG81-2-006, vistas dorsal (E) e lateral (F) (molde interno de pigídio);

G, H – MG2460, vistas dorsal (G) e lateral (H) (molde interno de pigídio);

I – MG81-2-005, vista dorsal (molde interno de pigídio);

J-L – IN24852, vistas lateral (J), dorsal (K) e dorsal-posterior (L) (molde interno de toracopigídio);

Figs. B, C, M-P: *Kloucekia* sp. B – B,C, da Formação Louredo, Berouniano superior? de Palheiros (JOR-FLO-C8), Penacova; M-P, da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Chão de Lopes Pequeno (CHL-FRL-2), Amêndoa, Portugal.

B – MG81-5-002, vista dorsal (molde interno de cefalão);

C – MG81-5-001, vista dorsal (molde interno de cefalão);

M – CMP0038, vista dorsal (molde interno de cefalão; superfície dorsal esfoliada);

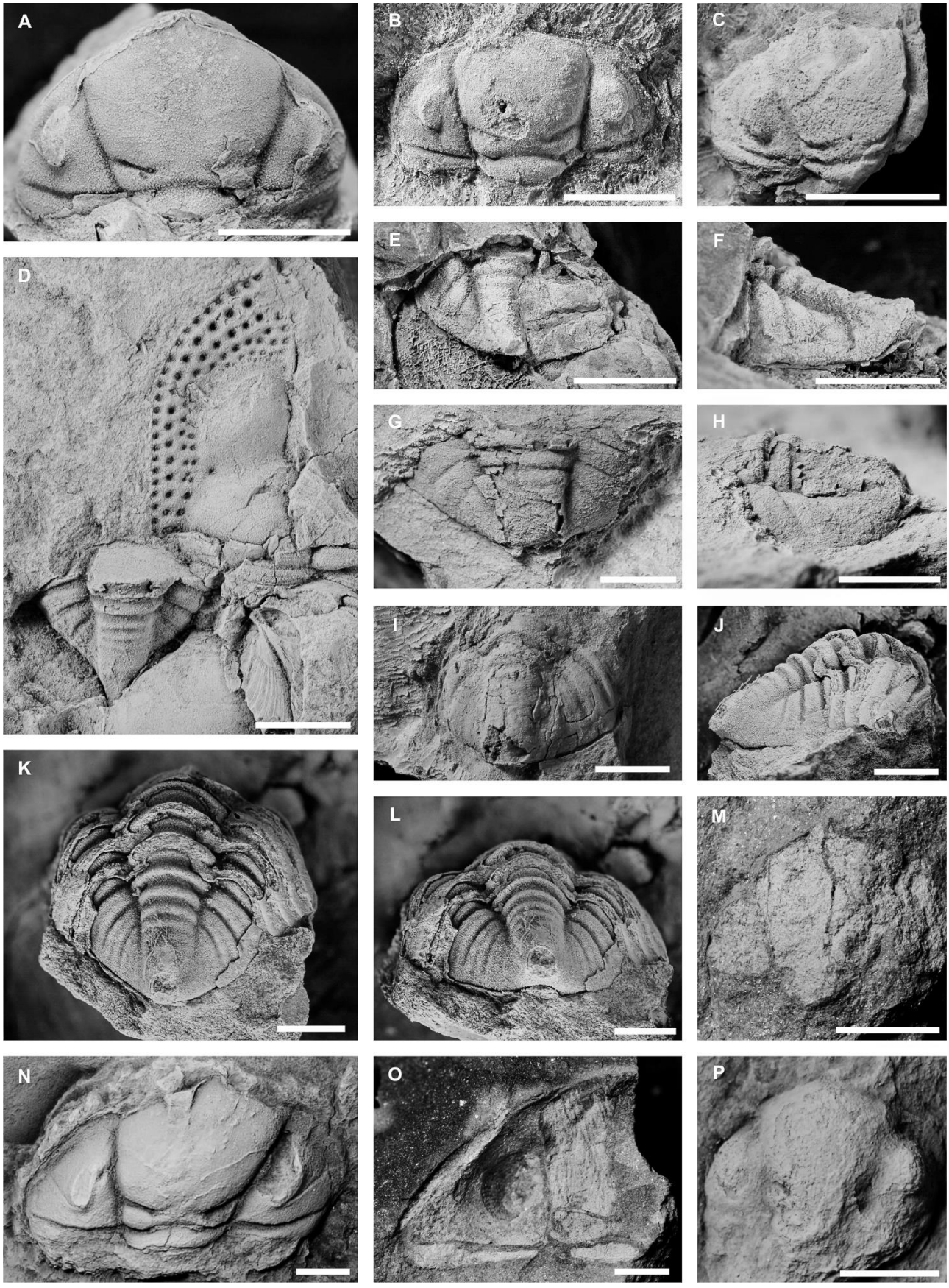
N – CMP0037, vista dorsal (molde interno de cefalão);

O – CMP0039, vista dorsal (molde externo de cefalão; preservação de minúscula ponta genal);

P – CMP0040, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 59



Estampa 60

Figs. A-M: *Crozonaspis* aff. *dujardini* (Rouault, 1847) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, C – CMP0286-1, vistas dorsal (A) e lateral (C) (molde interno de carapaça);

B, D – CMP0286-2, vistas dorsal (B) e lateral (D) (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

E – CMP0288, vista dorsal (molde interno de carapaça);

F – CMG0110, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

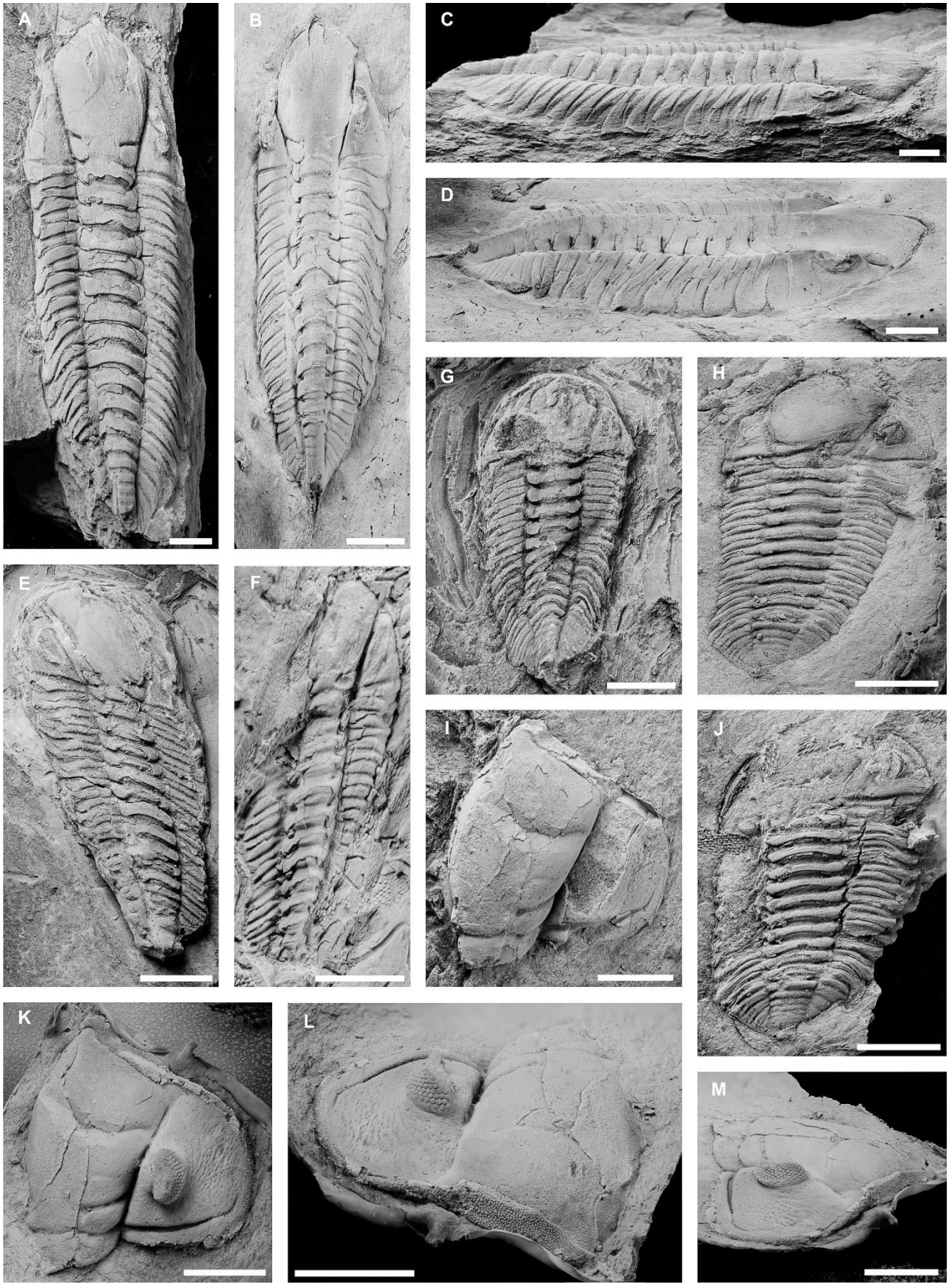
G – CMP0287, vista dorsal (molde interno de carapaça);

H, J – CMP0285, vista dorsal (molde interno, J, e contramolde em látex de correspondente molde externo de carapaça);

I, K-M – MGUTADs/npereiro, vistas dorsal (I, K), dorsal-anterior (L) e lateral (M) (molde interno e contramolde em látex de correspondente molde externo de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 60



Estampa 61

Figs. A-I, K-L: *Crozonaspis* aff. *dujardini* (Rouault, 1847) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – CMGs/n, vistas dorsal (A), lateral (B) e anterior (C) (molde interno de cranídio);

D, E – MGUTAD15232, vistas dorsal (D) e lateral (E) (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

F, G – MGUTAD15367, vistas dorsal (F) e lateral (G) (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

H, K – MGUTAD15236, vistas dorsal (H) e lateral (K) (molde interno de cefalão);

I, L – MGUTAD15600, vistas dorsal (I) e lateral (L) (molde interno de pigídio).

Figs. J, M: *Crozonaspis dujardini* (Rouault, 1847) do Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Valencia de Alcantara, Espanha (publicado por Hammann, 1974).

J – SMF24698, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

M – SMF24702, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 61



Estampa 62

Figs. A-J: *Eudolatites queixoperra* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MGUTAD15355 (holótipo), vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MGUTAD15429, vista dorsal (molde interno de pigidio e molde externo de cranídio; posição de muda);

C, D – MGUTAD15619, vista dorsal (molde externo, C, e correspondente interno, D, de cefalão e pigídio desarticulados; posição de muda);

E, H – CMP0268, vista dorsal (molde interno e externo de cranídio e toracopigídio invertidos; posição de muda);

F – CMP0266, vista dorsal (molde interno de carapaça);

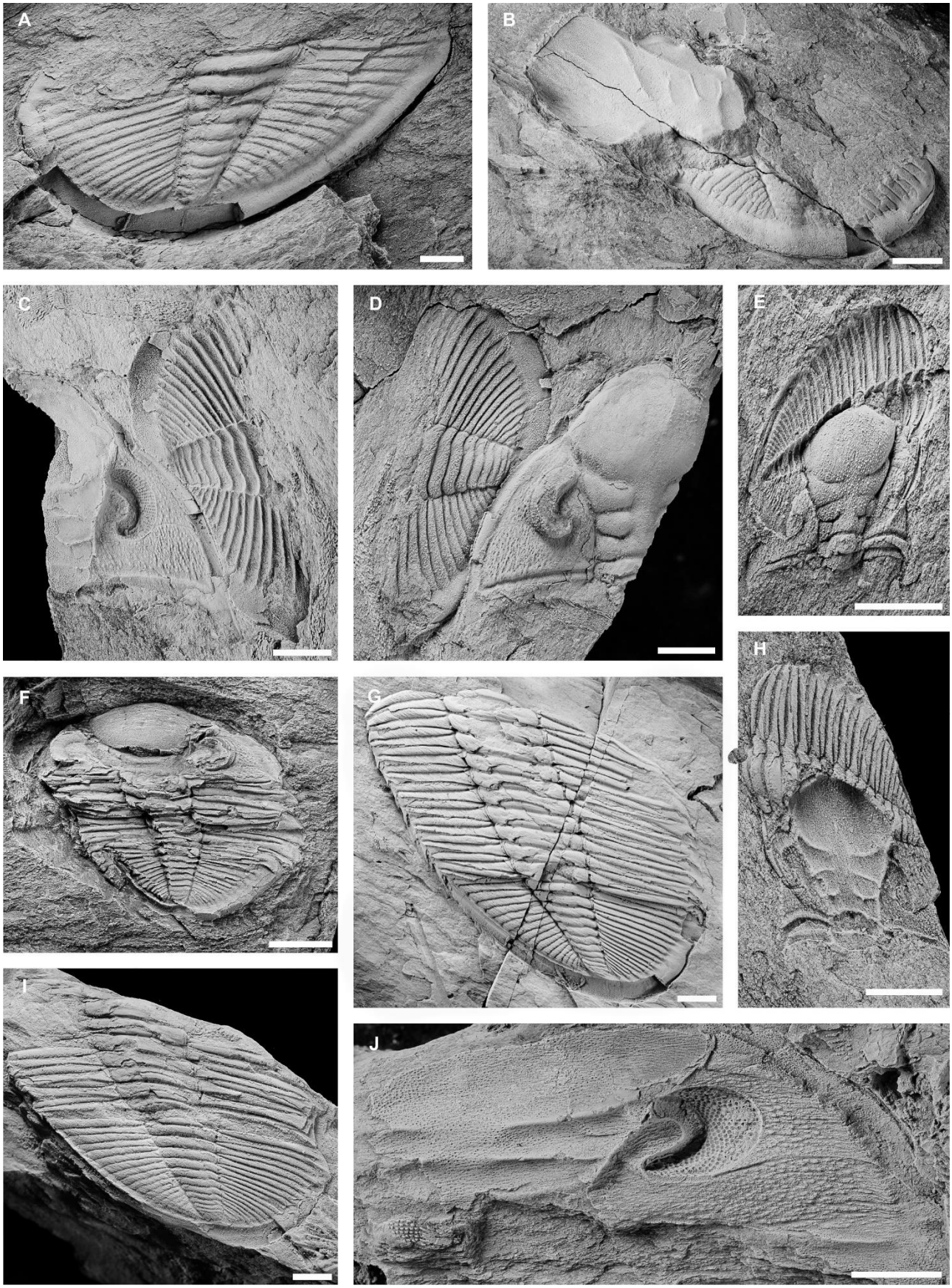
G – CMG0145, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

I – CMP0264, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

J – MGUTAD15228, vista dorsal (molde externo de cefalão; detalhes da ornamentação da superfície externa).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 62



Estampa 63

Figs. A-H: *Eudolatites queixoperra* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MGUTAD15228, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão; detalhe da ornamentação do lóbulo palpebral);

B – CMG0109, vista dorsal (molde interno de cefalão);

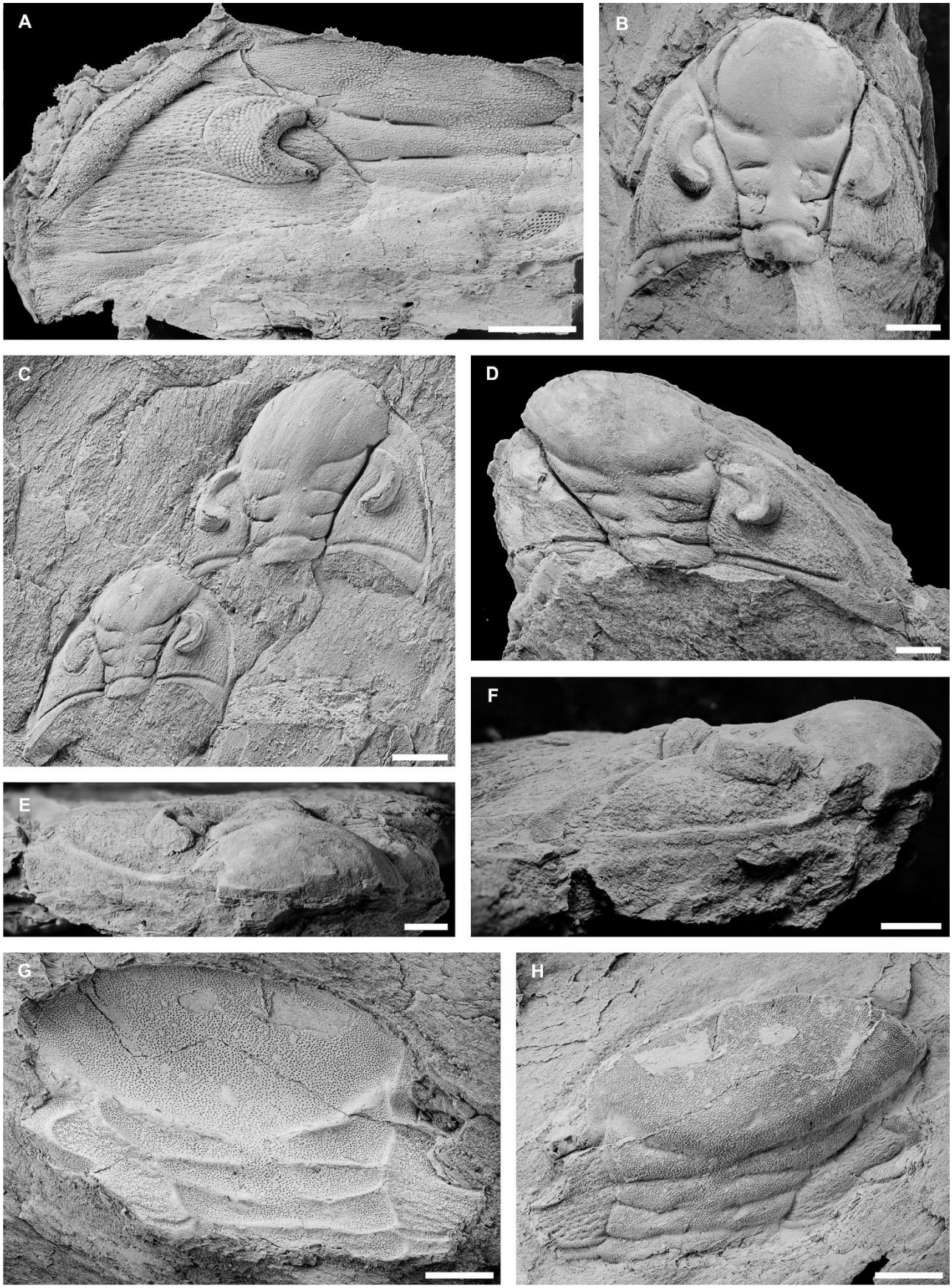
C – CMP0263, vista dorsal (molde interno de dois cefalões);

D-F – MGUTAD15231, vistas dorsal (D), anterior € e lateral (F) (molde interno de cefalão);

G, H – MGUTAD15034, vista dorsal (molde externo, G, e contramolde em látex de correspondente molde externo de cranídio; G, detalhe das impressões glabelares auxiliares e depressão média glabelar).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 63



Estampa 64

Figs. A-K: *Eudolatites queixoperra* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, D – CMP0256, vistas dorsal (A) e anterior (D) (molde interno de cefalão);

B – CMP0269, vista dorsal (B) (molde interno de cranídio);

C – MGUTAD15620, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E, I, J – CMP0262, vistas dorsal (E), lateral (I) e dorsal-anterior (J) (molde interno de cefalão);

F – MGUTAD15618, vista dorsal (molde interno de cefalão);

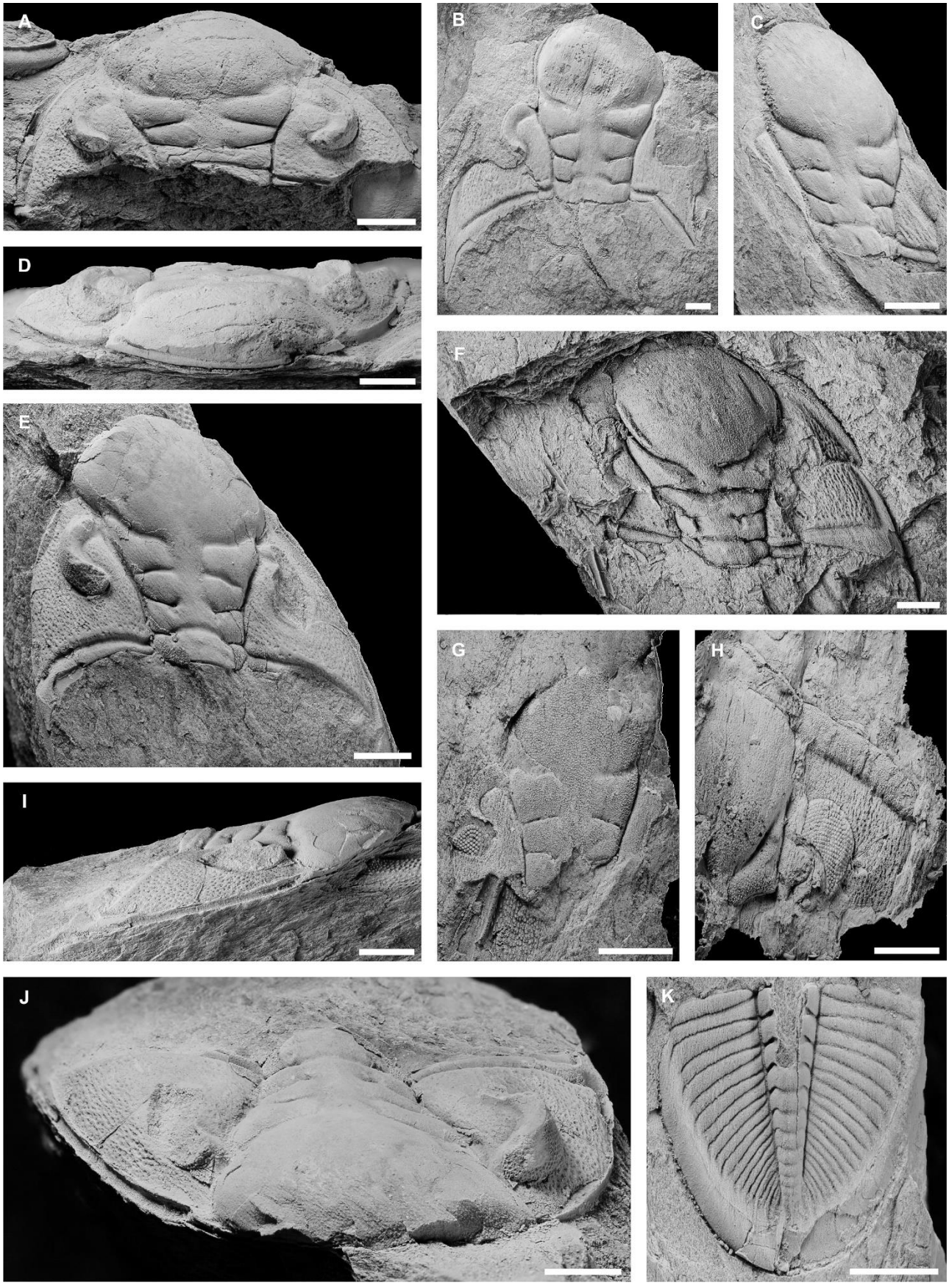
G – MGUTAD15159, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

H – MGUTAD15420, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

K – CMG0105, vista dorsal (molde interno de pigidio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 64



Estampa 65

Figs. A-F: *Eudolatites queixoperra* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMG0105, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

B – MGUTAD15225, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

C – MGUTAD15149, vista dorsal (molde interno de pigídio);

D – MGUTAD15224, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

E – MG106, vista dorsal (molde interno de pigídio);

F – MGUTAD15376, vista dorsal (molde interno de pigídio; detalhe do molde externo de dobra pigidial).

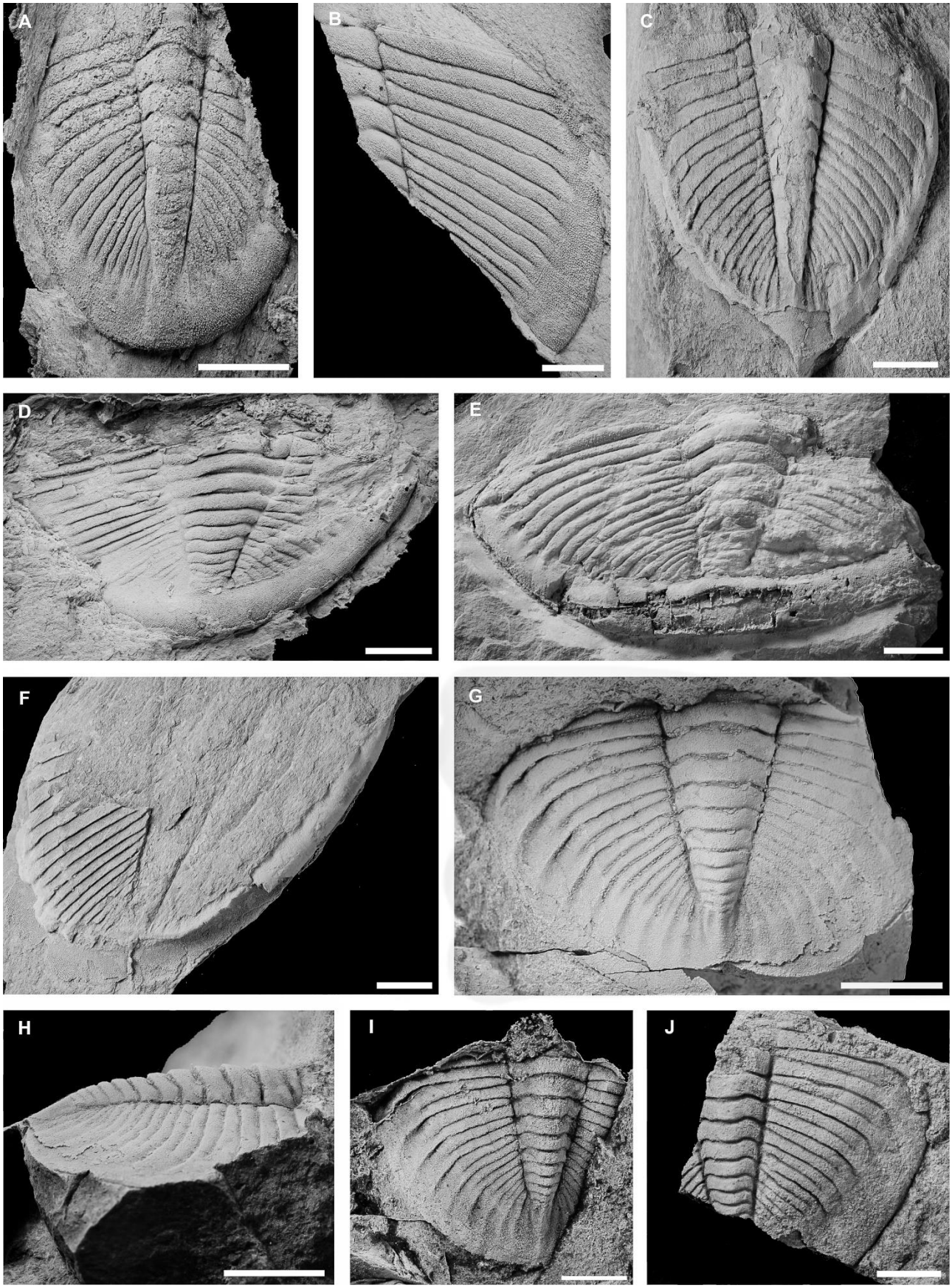
Figs. G-J: *Eudolatites* aff. *angelini* (Barrande, 1852) da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

G-I – MG129, vistas dorsal (G, I) e lateral (H) (molde interno, G, H, e contramolde em látex de correspondente molde externo de pigídio);

K – MG2876, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 65



Estampa 66

Figs. A-J: *Phacopidina? armoricana* (Pillet, 1990) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMP0278, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – CMP0280, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – CMP0271, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

D – CMP0272, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

E – CMP0274, vista dorsal (molde interno de carapaça);

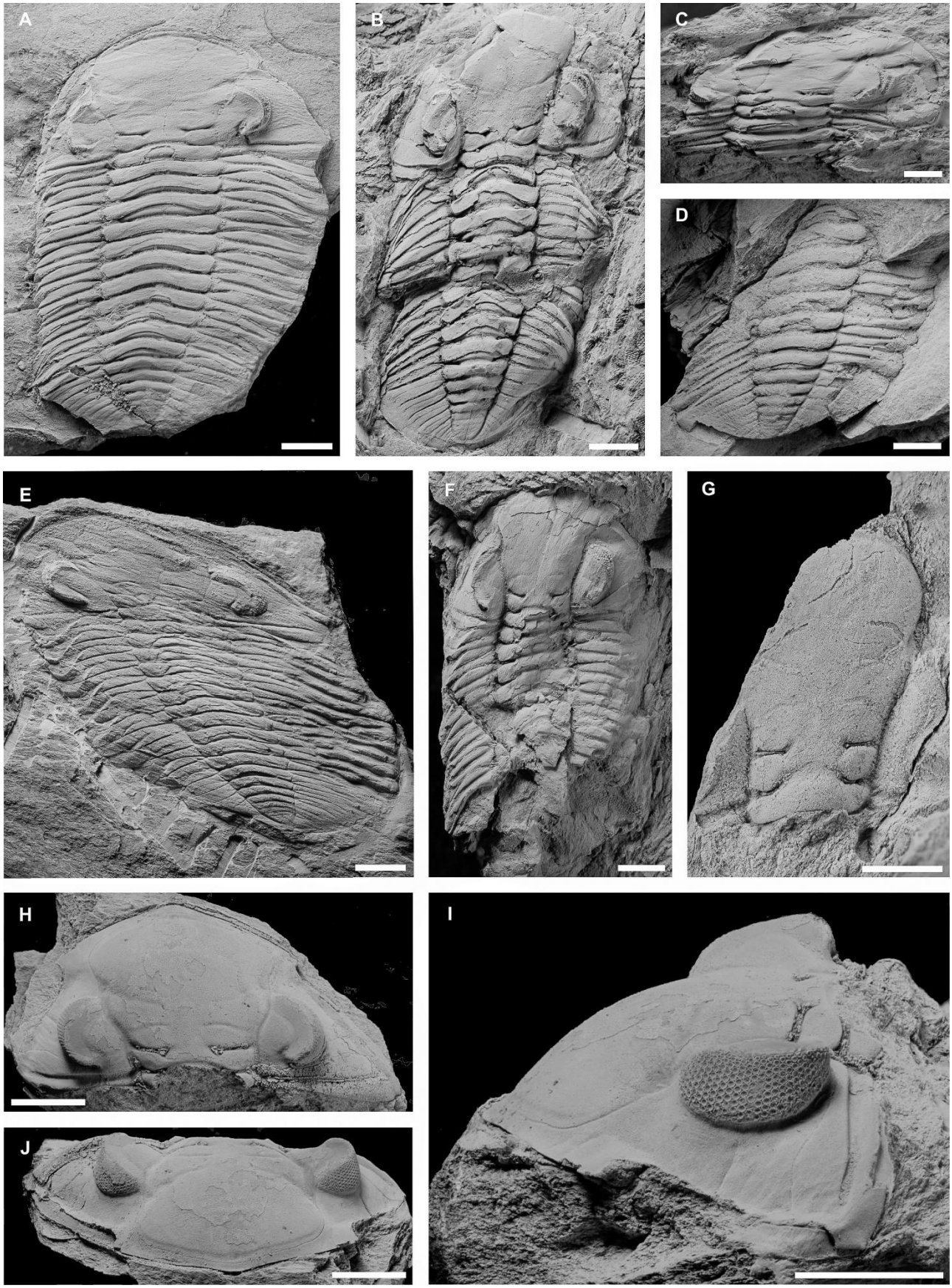
F – CMP0276, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

G – MGUTAD15417, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H-J – CMG0107, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 66



Estampa 67

Figs. A-M: *Phacopidina? armoricana* (Pillet, 1990) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – CMP0273, vistas dorsal (A), lateral (B) e anterior (C) (molde interno de cefalão);

D – MGUTADs/n, vista dorsal (molde interno de cefalão);

E, F, I – CMP0333, vistas dorsal (E, F) e lateral (I) (molde interno, E, e contramolde em látex de correspondente molde externo, F, I, de cefalão);

G – MGUTADs/n, vista dorsal (molde interno de cefalão);

H – CMG0132, vista dorsal (molde interno de cefalão);

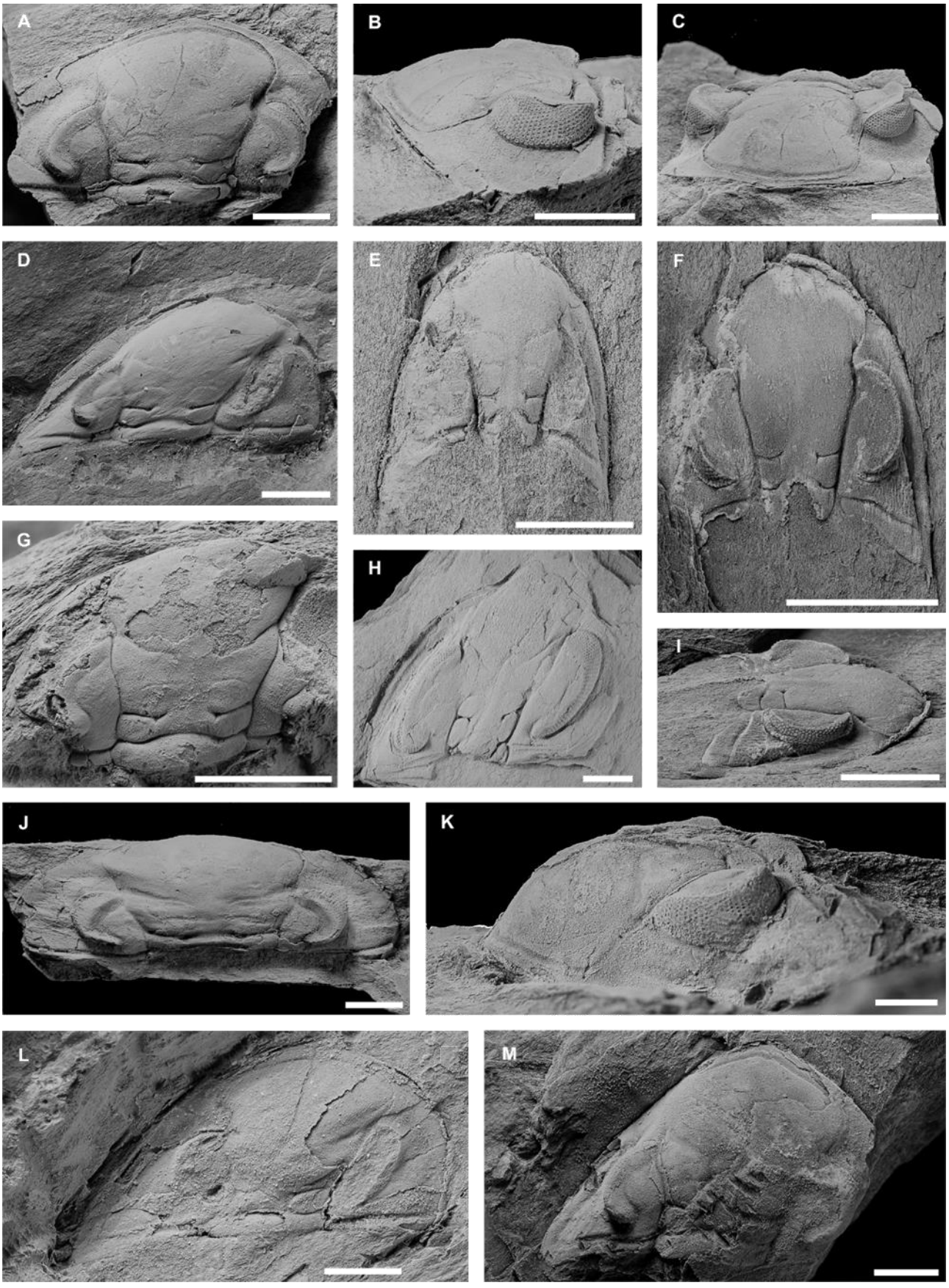
J – CMP0270, vista dorsal (molde interno de cefalão);

K, M – MGUTADs/n, vistas lateral (K) e dorsal (M) (molde interno de cefalão);

L – MGUTAD15360, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 67



Estampa 68

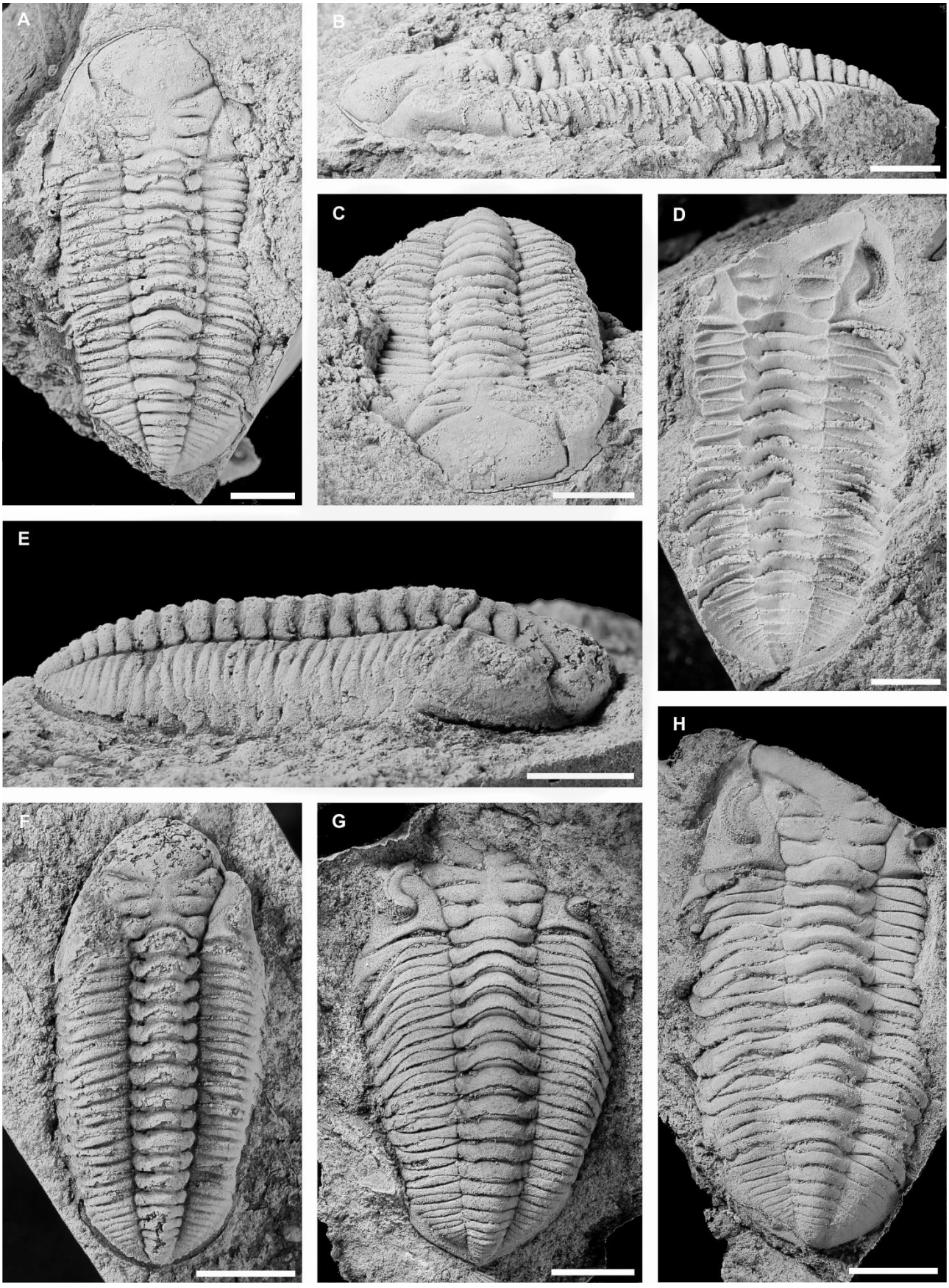
Figs. A-H: *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A-D, H – MG134 (holótipo), vistas dorsal (A, D, H), lateral (B) e dorsal-anterior (C) (molde interno, A-C, e correspondente molde externo, D, de carapaça; H, contramolde em látex de molde externo de carapaça);

E, F – MG126, vistas lateral (E) e dorsal (F) (molde interno de carapaça);

G – MG128, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

Escala em todas as figuras = 5 mm.


A
B
C
D
E
F
G
H

Estampa 69

Figs. A-I: *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A – MG15005, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – MG2876, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

C – MG2871, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – MG2868, vista dorsal (molde interno de carapaça; pigídio desarticulado – muda);

E – MG2872, vista dorsal (molde interno de carapaça);

F – MG2870, vista dorsal (molde interno de carapaça; cefalão desarticulado – muda);

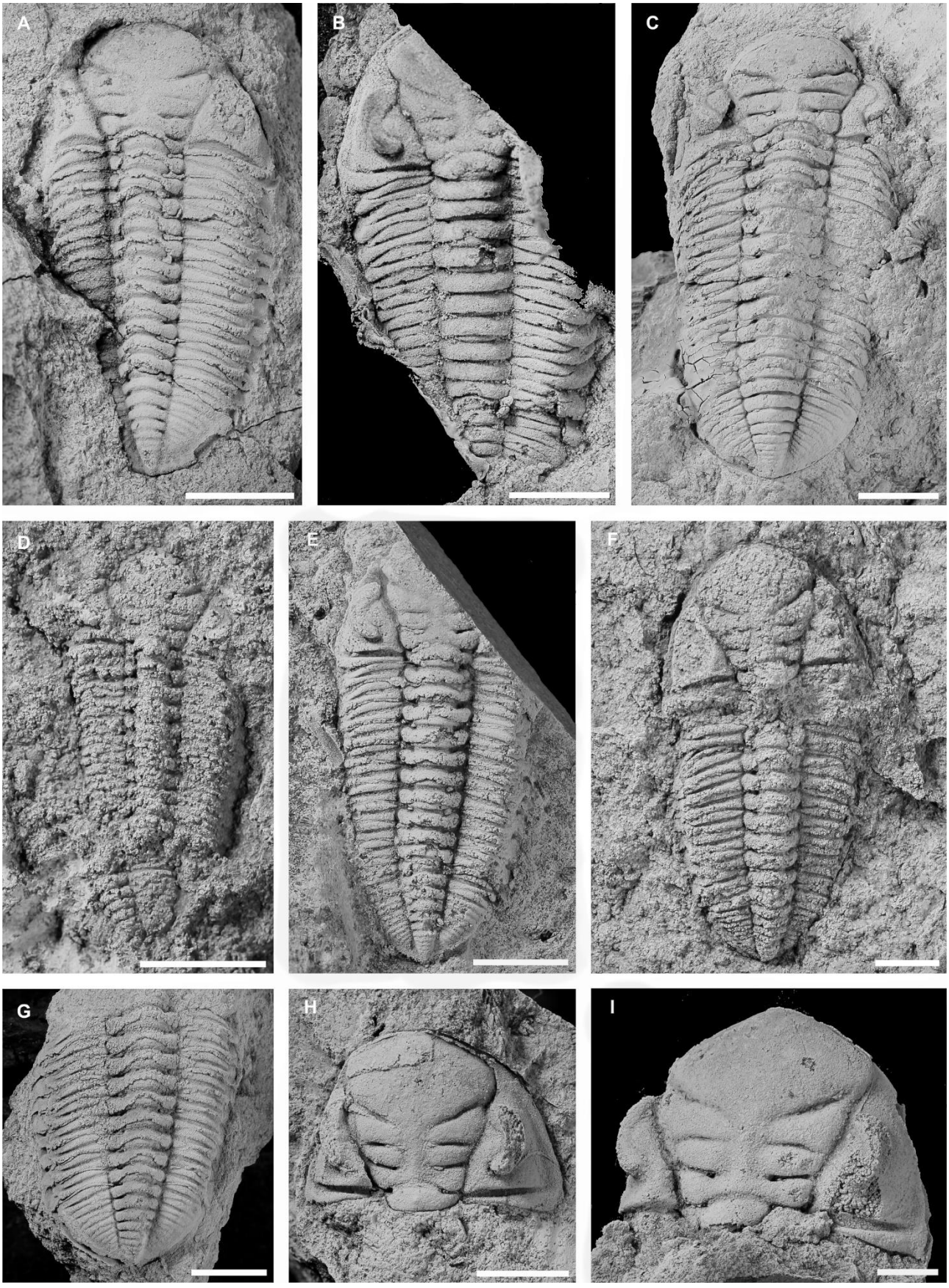
G – MG124, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

H – MG2866, vista dorsal (molde interno de cefalão);

I – MG119, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm, exceto F (= 2 mm).

Estampa 69



Estampa 70

Figs. A-L: *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A, D – MG122-2, vistas dorsal (A) e lateral (D) (molde interno de cefalão);

B, C, E – MG2875, vistas dorsal (B, C) e lateral (E) (molde interno de cefalão; C, detalhe ponta genal);

F, H – MG121, vistas lateral (F) e dorsal oblíqua (H) [molde interno de cefalão; F, detalhe da superfície visual; também molde externo de pigídio e molde interno de segmento torácico de *Nobiliasaphus katinus* n. sp. e molde externo de pigídio de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976)];

G, J – MG119-2, vistas dorsal (G) e ventral (J) (molde interno de cefalotórax; J, detalhe da dobra cefálica);

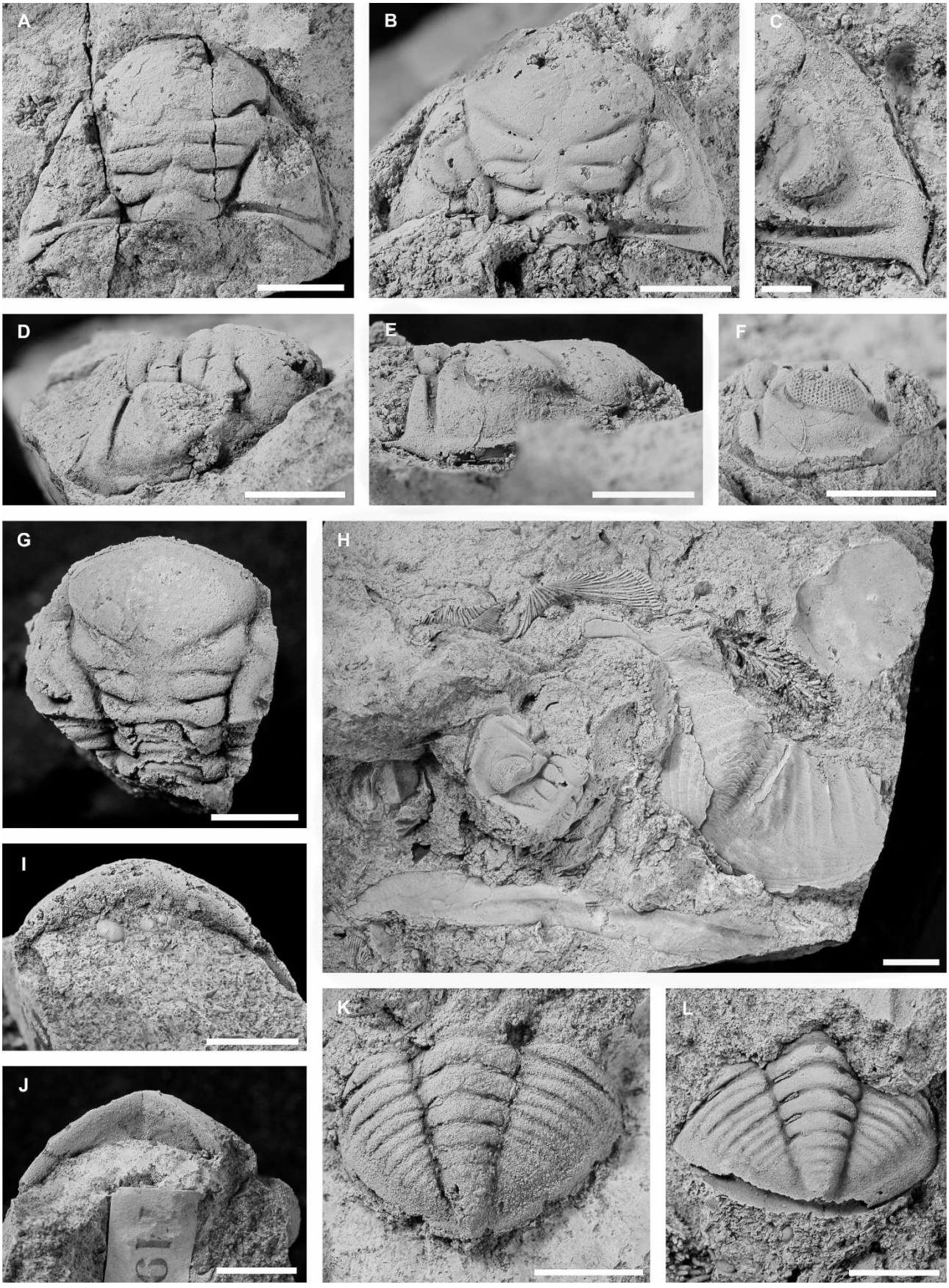
I – MG119-1, vista ventral (molde interno de cefalão; detalhe da dobra cefálica);

K – MG2862, vista dorsal (molde interno de pigídio);

L – MG120-2, vista dorsal (molde interno de pigídio; esfoliado na região posterior, permitindo observar a dobra pigidial).

Escala das figuras = 5 mm, exceto A e D (= 2 mm).

Estampa 70



Estampa 71

Figs. A-D: *Kloucekia youngi* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A, B – MGUTAD15628, vistas dorsal (A) e lateral (B) (molde interno de pigídio);

C, D – MG2865, vistas lateral (C) e dorsal (D) (molde interno de pigídio).

Figs. E-K: *Kloucekia robertsi* (Reed, 1904) da Formação Sholeshook Limestone, ca. Katiano superior, País de Gales.

E, G – NHM15134, vistas dorsal (E) e lateral (G) (molde interno de cefalão);

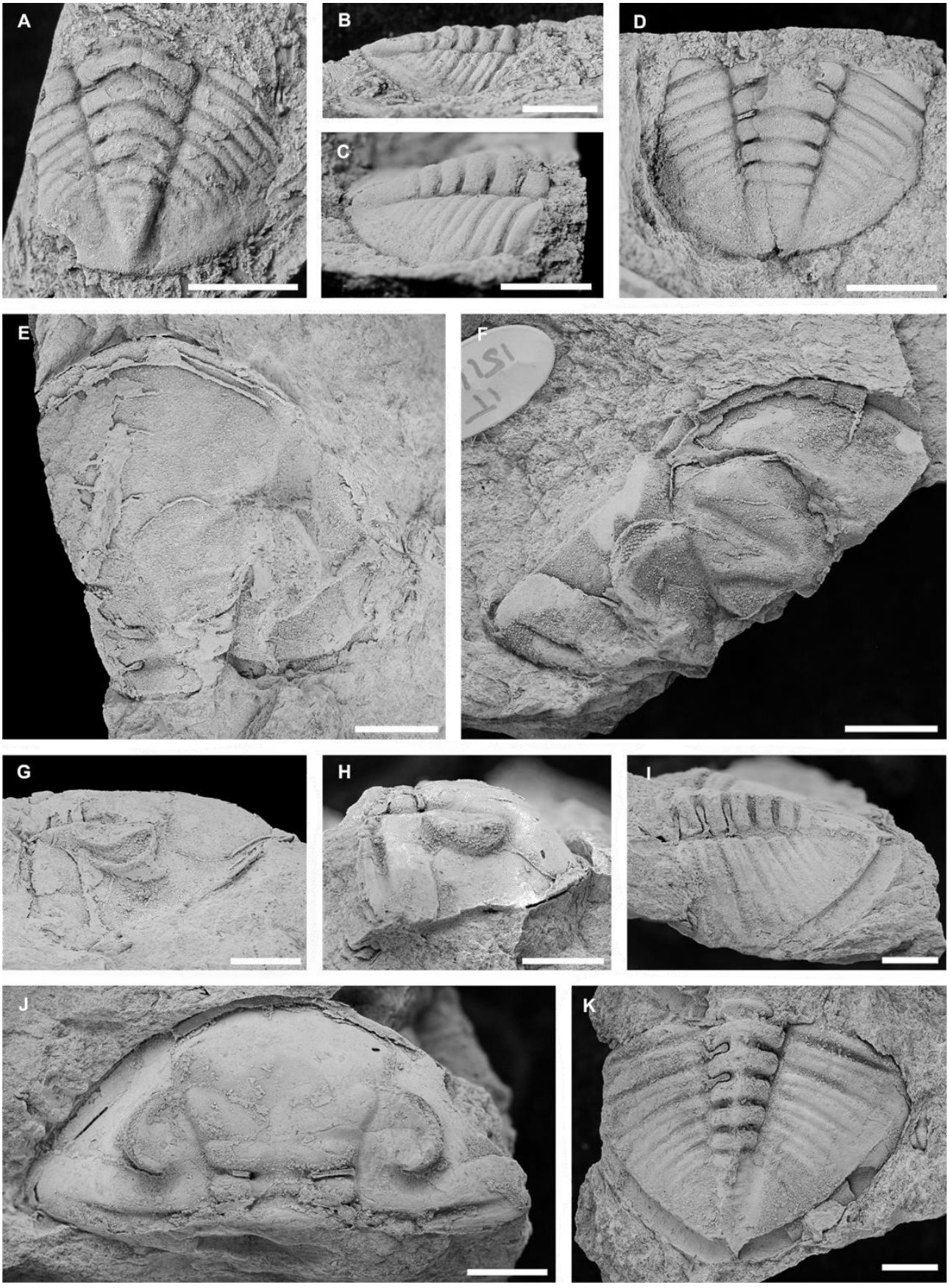
F – NHMs/n, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H, J – NHM-It15103, vistas lateral (H) e dorsal (J) (molde interno de cefalão);

I, K – NHMs/n, vistas lateral (I) e dorsal (K) (molde interno de pigídio).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 71



Estampa 72

Figs. A-K: *Kloucekia* sp. cf. *Dreyfussina exophtalma* (Dreyfuss, 1948) Formação Louredo, Berouniano médio? a superior (ca. Katiano inferior) (parte alta, incluindo Membro Vaca) em Penha Garcia (Monfortinho, VAC-FL-1 e VAC-MV-1; A-G, I), ? Formação Louredo em Penacova (Casal de Santo Amaro, CSA-FLO-1; H, J, K) e Formação Ribeira da Laje (metade inferior) em Amêndoa (Chão de Lopes Pequeno, CHL-FRL-1; L, M), Portugal.

A – MG-SP-007, vista dorsal (molde interno de dois cranídios);

B, C – MG-SP-010, vistas dorsal (B) e lateral (C) (molde interno de cranídio);

D – MG-SP-011, vista dorsal (D) (molde interno de cranídio);

E – MGs/n, vista dorsal (molde interno de cranídio);

F, G, I – MG-SP-004, vistas dorsal (F, G) e lateral (I) (molde interno, F, I, e correspondente externo, G, de pigídio);

H – MGUTAD15601-1, vista dorsal (molde interno de cranídio);

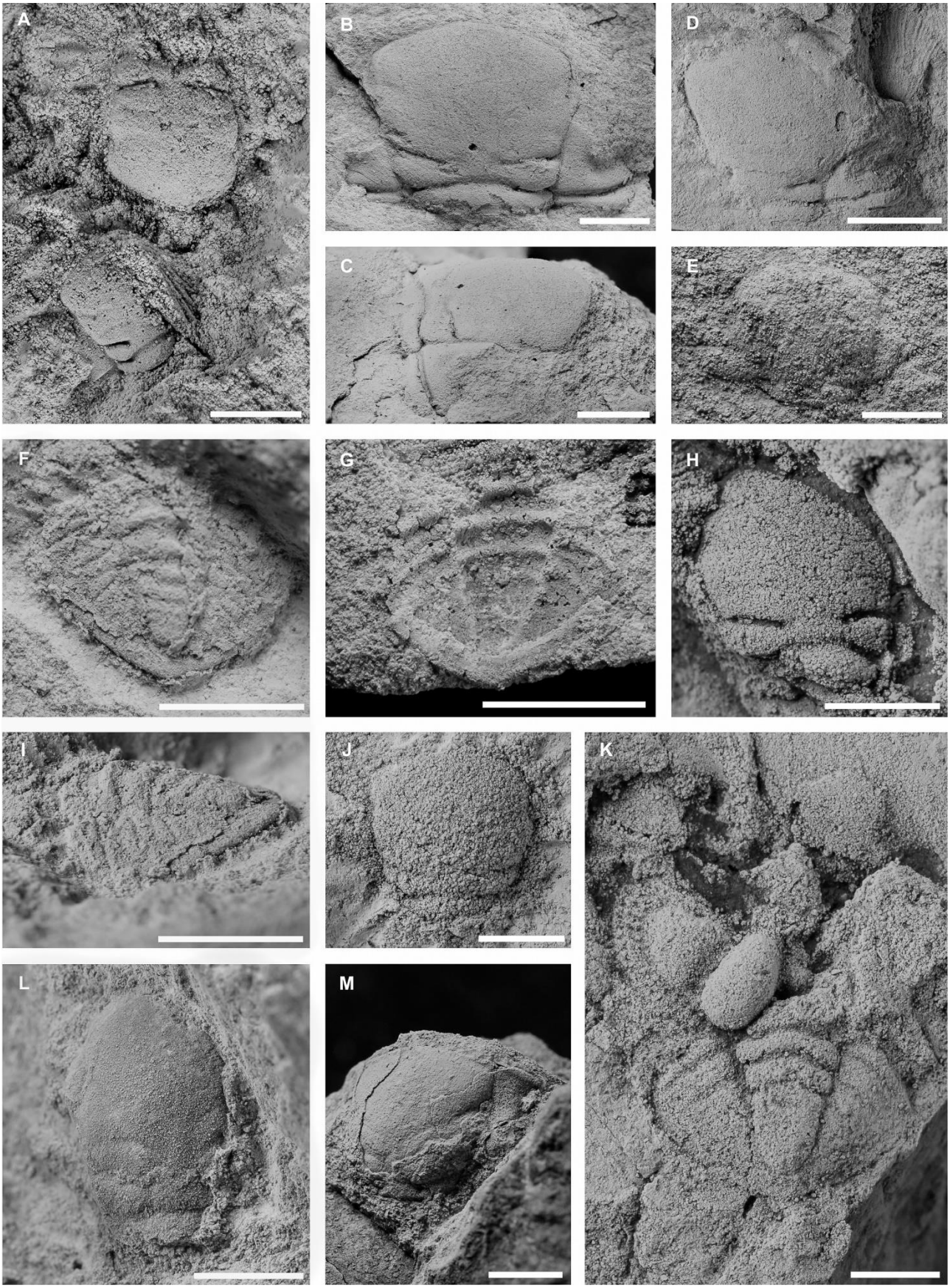
J, K – MGUTAD15601, vista dorsal (J, molde interno de cranídio; K, molde interno de pigídio, molde interno de cefalão de *Deanaspis?* sp.);

L – MGUTAD15133, vista dorsal (molde interno de cranídio);

M – MGUTAD15135, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 72



Estampa 73

Figs. A-C: *Dreyfussina exophtalma castilliana* (Hammann, 1971 – material tipo) do topo da Formação "Bancos Mixtos", Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior) de Almadén, Espanha.

A – SMF27652, vista dorsal (molde interno de cranídio);

B – SMF27648, vista dorsal (molde interno de pigídio);

C – SMF27650, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio).

Figs. D-J, L-M, O-P: *Kloucekia* sp. da Formação Louredo (parte média) Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de (Palheiros, JOR-FLO-C15), Penacova, Portugal.

D, E, H – MG82-1-031, vistas dorsal (D), lateral € e anterior (H) (molde interno de cefalão; D, par estereoscópico);

F, G, I – MG82-1-015, vistas dorsal (F), lateral oblíqua (G) e anterior (I) (molde interno de cefalão);

J – MG82-1-012, vista dorsal (molde interno de cefalão);

L, O – MG82-1-13, vistas dorsal (L) e lateral (O) (molde interno de pigídio);

M, P – MG82-1-14, vistas dorsal (M) e anterior (P) (molde interno de pigídio);

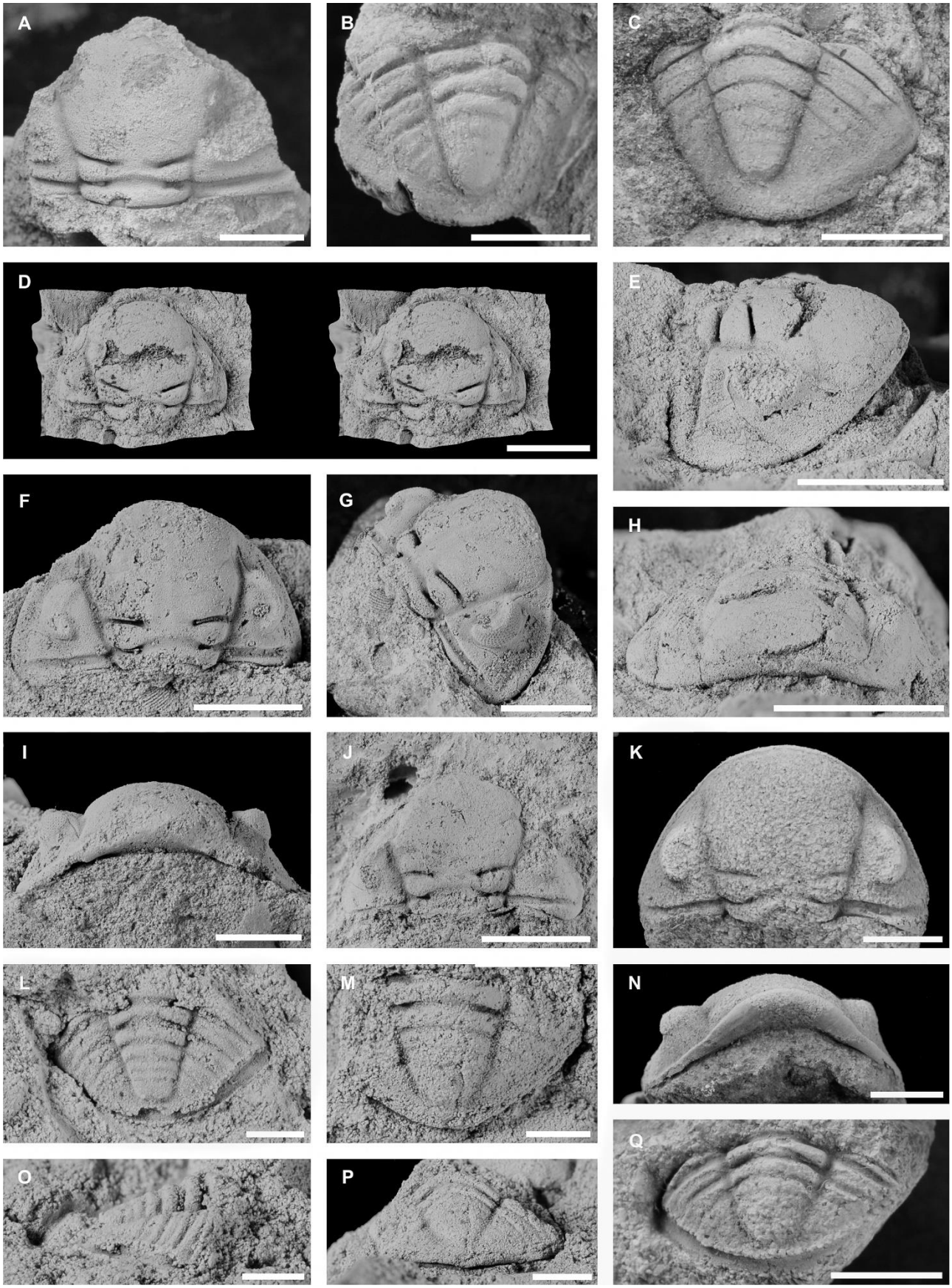
Figs. K, N, Q: *Kloucekia* sp. do Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Valencia de Alcantara, Espanha [material publicado por Hammann, 1974, como *Scotiella? taouzensis* (Destombes, 1972)].

K, N – SMF24764, vistas drosal (K) e anterior (N) (molde interno de cefalão);

Q – SMF24769, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal posterior esfoliada, permitindo observação da dobra).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 73



Estampa 74

Figs. A-H: *Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, B – MG225 (holótipo), vista dorsal (molde interno, A, e contramolde em látex de molde externo, B, de carapaça);

C – CMG0115, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

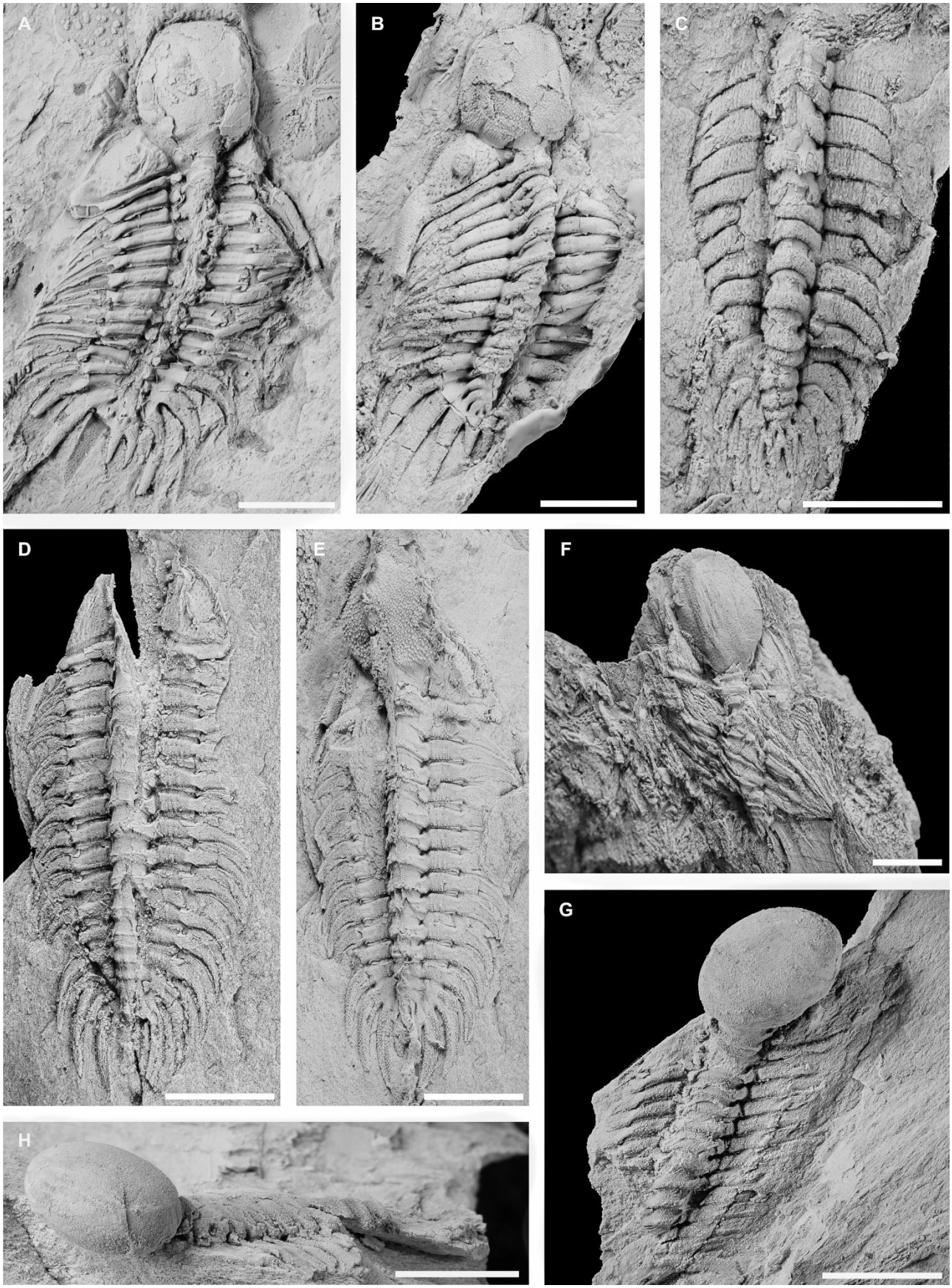
D, E – CMP0313, vista dorsal (molde interno, D, e contramolde em látex de correspondente molde externo, E, de carapaça);

F – CMP0313-2, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada; muda);

G, H – CMP0206, vistas dorsal (G) e lateral oblíqua (H) (molde interno de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 74



Estampa 75

Figs. A-J: *Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, B – CMP0208, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo, A, e correspondente molde interno, B, de carapaça);

C – CMP0356, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – CMP0207, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada; muda);

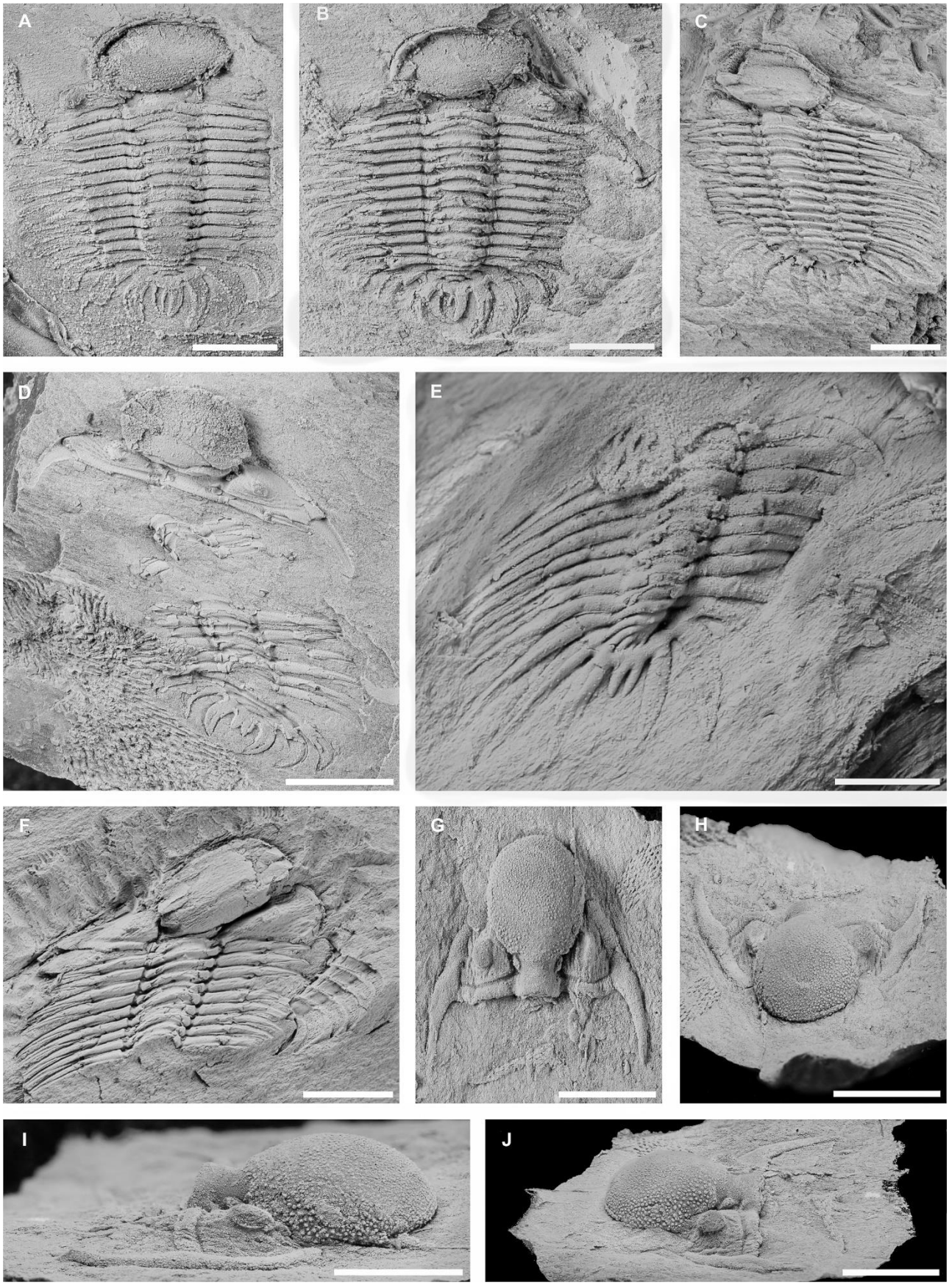
E – CMP0311, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de toracopigídio);

F – CMG0100, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

G-J – MGUTAD15014, vistas dorsal (G) anterior (H) e lateral (I, J) (contramolde em látex de molde externo de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm, exceto E (= 2 mm).

Estampa 75



Estampa 76

Figs. A-F: *Actinopeltis tejoensis* Romano, 1991 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MGUTAD15020, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

B, E – CMG0141, vistas dorsal (B) e lateral (E) (molde interno de cefalão);

C – MGUTAD15015, vista dorsal (molde interno de cefalão+um segmento torácico desarticulado; muda);

D – CMG0129, vista dorsal (molde interno de cranídio);

F – CMG0112, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. G-N: *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi* Hammann, 1971; G-M, da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano (Berouniano superior?/Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Louredo (LOR-PSA-1), Cássemes (CAC-PSA-1, CAC-PSA-2) e Galhano (ZUV-PSAC4), Buçaco e Penacova; N, da Formação Ribeira Cimeira, (Formação Porto de Santa Anna remobilizada), Covelo (COV-FRC-1), Penacova, Portugal.

G, H – MG167-1, vistas dorsal (G) e lateral (H) (molde interno de cranídio; G, par estereoscópico);

I, L – MG168, vistas dorsal (I) e lateral (L) (molde interno de glabela);

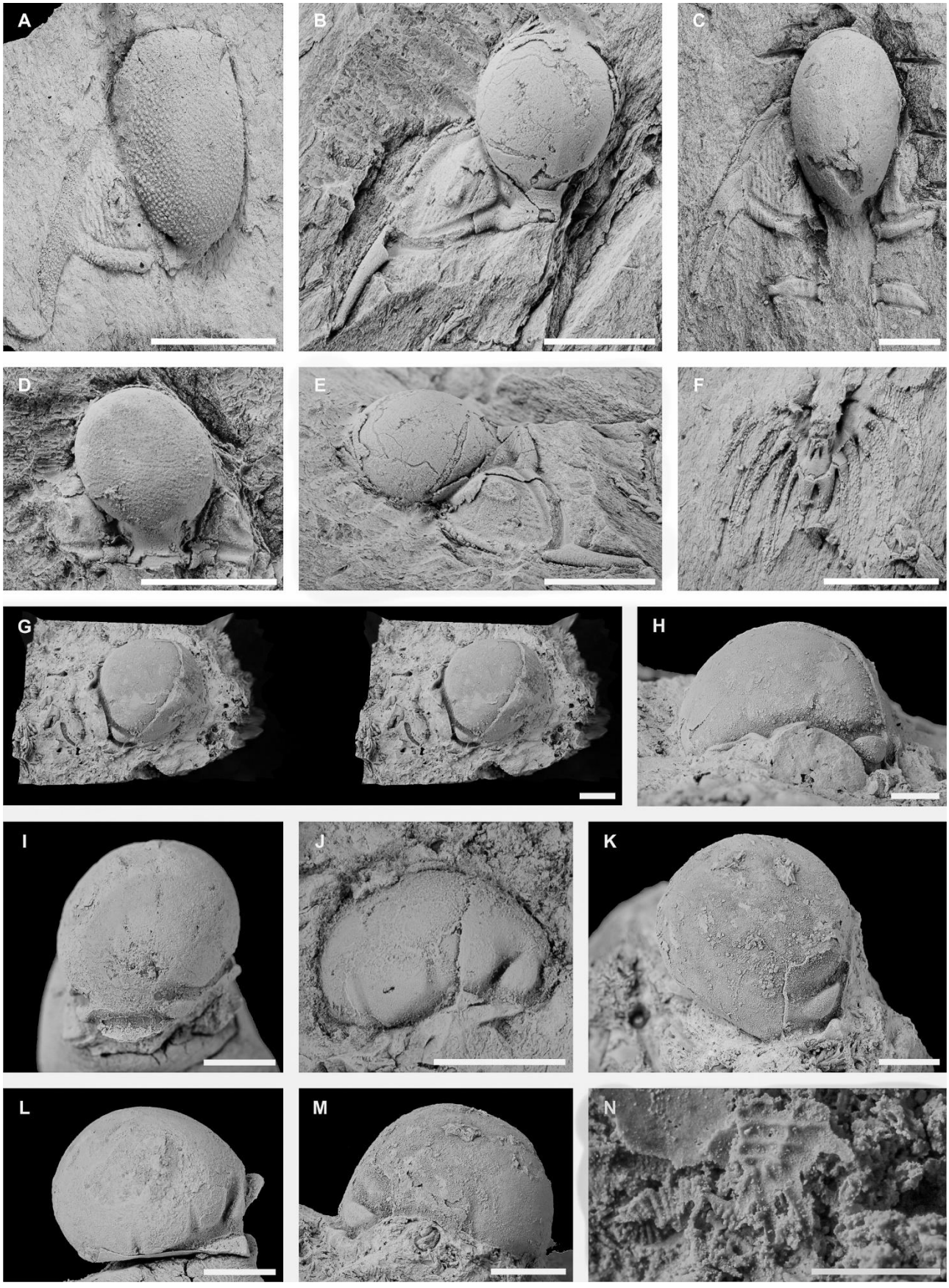
J – MG2542, vista lateral (molde interno de cranídio);

K, M – MG167-2, vistas dorsal (K) e lateral (M) (molde interno de glabela);

N – MG30620, vista dorsal (molde externo de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm (exceto N = 2 mm).

Estampa 76



Estampa 77

Figs. A, B: *Actinopeltis* aff. *spjeldnaesi* Hammann, 1971; Membro Poiares, Formação Ferradosa, ?Katiano inferior (Berouniano superior?) em Hospital (HOS-MP-1), Penacova, Portugal.

A, B – MG30621, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente molde externo, B, de cranídio);

Figs. C-E: *Actinopeltis spjeldnaesi* Hammann, 1971 (material-tipo) do Membro "Lumaquelas terminales", Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior), Almadén, Espanha.

C – SMF24844, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

D – SMF27662, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

E – SMF27665, vista lateral (molde interno de cranídio).

Figs. F-K: *Actinopeltis* aff. *spjeldnaesi* Hammann, 1971 (material publicado por Hammann, 1992, como *Actinopeltis* cf. *spjeldnaesi*) da Formação Caliza de Cistoideos, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Espanha.

F – DPZ10436, contramolde em látex de molde externo de pigídio);

G – DPZ10434, vistas dorsal (J) e lateral (K) (molde interno de cranídio);

H – DPZ10435, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

I – DPZ10439, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalotórax);

J, K – DPZ10433, vistas dorsal (J) e lateral (K) (molde interno de cranídio).

Figs. L-O: *Actinopeltis* sp. da Formação Chão do Amieiral, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), Moncorvo, Portugal.

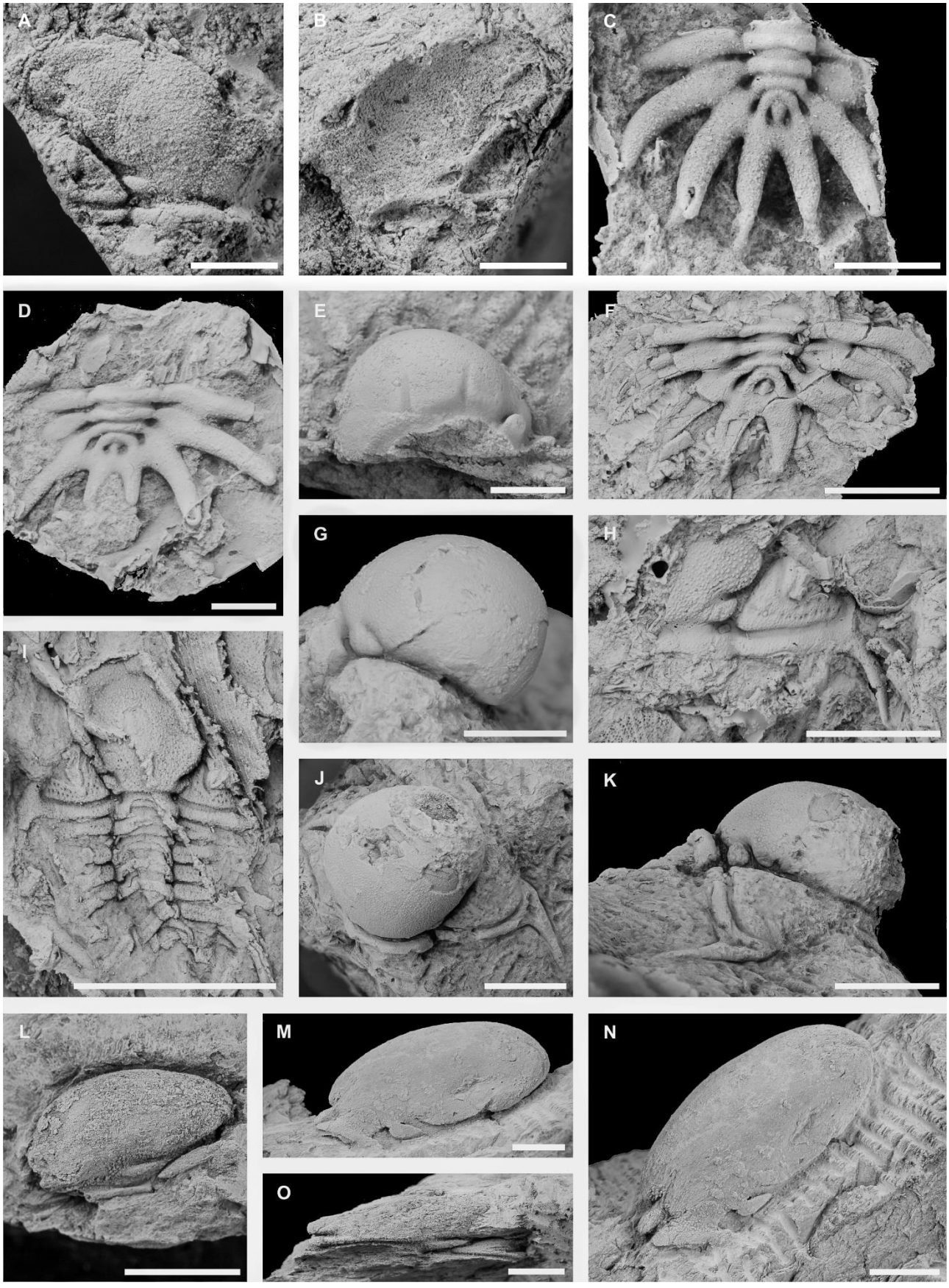
L – MGUTAD15157, vista dorsal (molde interno de cranídio);

M, N – TMC-VII-5, vistas lateral oblíqua (M) e dorsal (N) (molde interno de glabela);

O – MGUTAD15050, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm (exceto A, B = 2 mm).

Estampa 77



Estampa 78

Figs. A-O: *Actinopeltis bocagei* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), ca. Katiano (Berouniano superior?/Kralodvoriano da escala regional mediterrânica) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Mealhada, Portugal.

A-C – MG164 (lectótipo), vistas dorsal (A), anterior (B) e lateral (C) (molde interno de carapaça);

D – MG166-1, vista dorsal (molde interno de carapaça);

E-G – MG166-2, vistas lateral (E), anterior (F) e dorsal (G) (molde interno de cefalotórax);

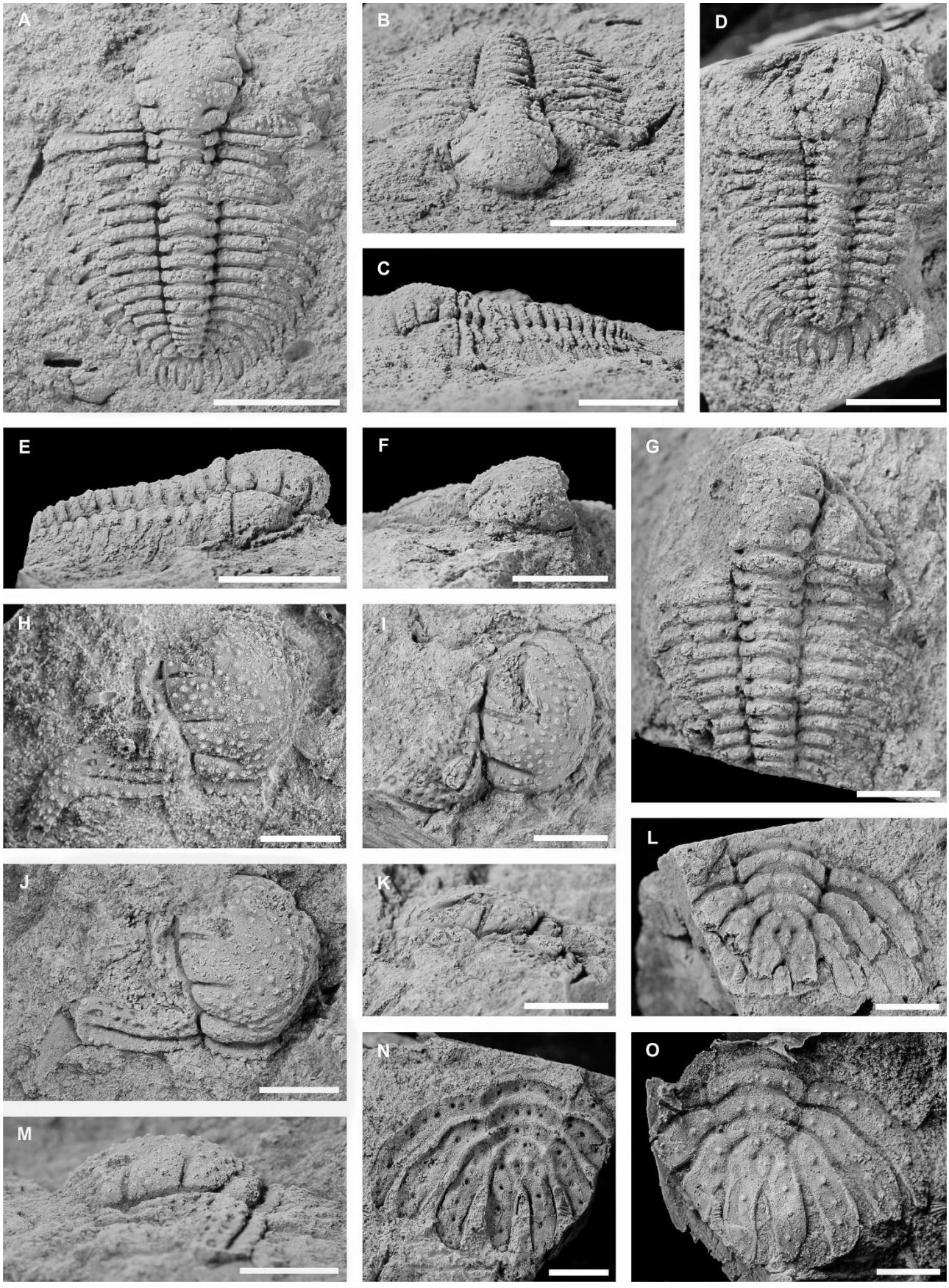
H, J, M – MG169, vistas dorsal (H, J) e lateral (M) (contramolde em látex, H, de molde externo e correspondente moldes interno, J, M, de cranídio);

I, K – MG2847, vistas dorsal oblíqua (I) e lateral (K) (molde interno de cranídio);

L, N, O – MG171, vista dorsal (molde interno, L, e contramolde em látex, O, de correspondente molde externo, N, de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 78



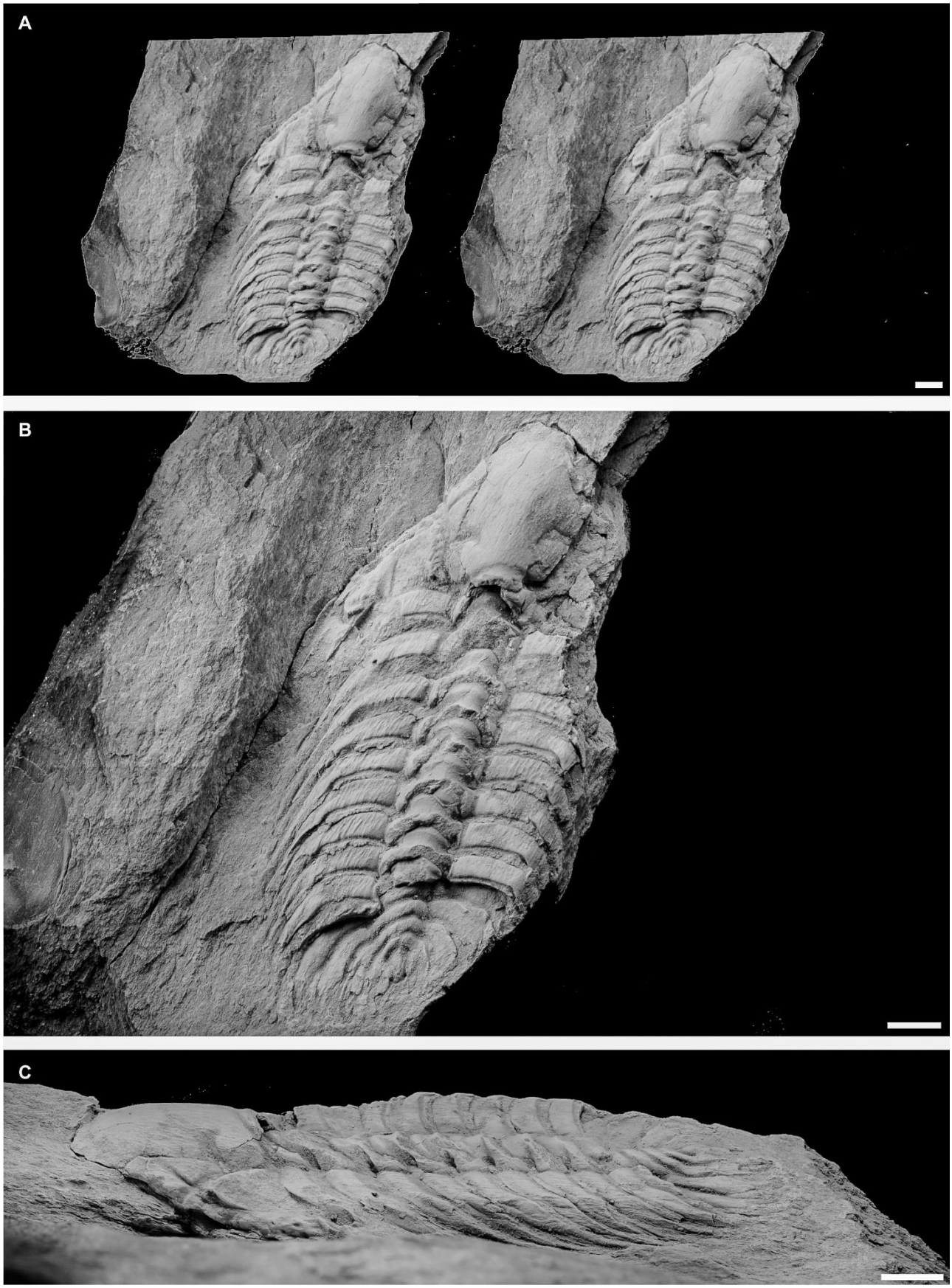
Estampa 79

Figs. A-C: *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – MG30630 (holótipo), vistas dorsal (A, B) e lateral (C) (molde interno de carapaça; A, par estereoscópico).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 79



Estampa 80

Figs. A-F: *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

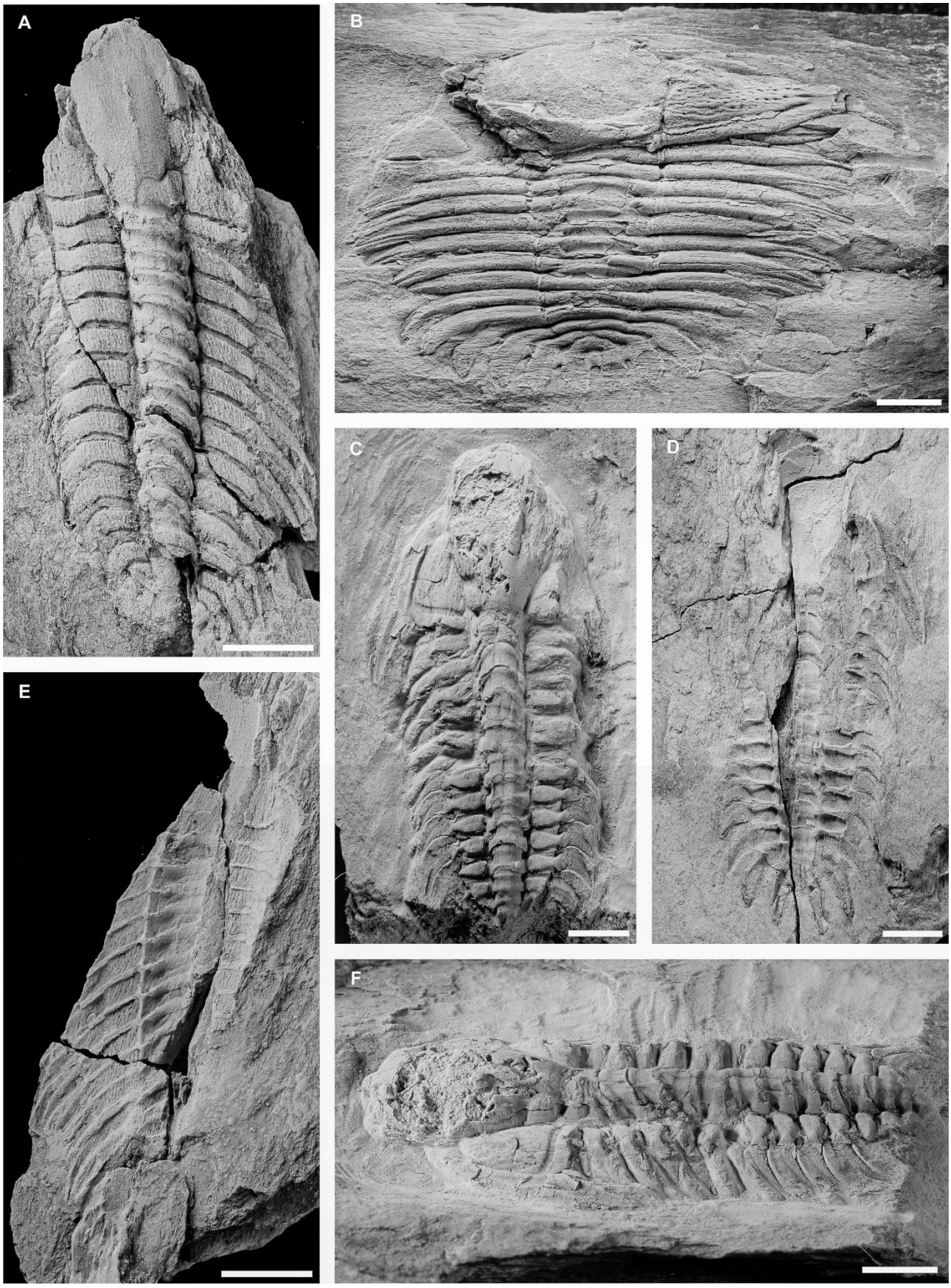
A, E – CMP0315, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente molde externo, E, de carapaça);

B – CMP0317, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C, D, F – CMP0209, vistas dorsal (C, D) e lateral (F) (molde interno, C, F e correspondente molde externo, F, de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 80



Estampa 81

Figs. A-C: *Actinopeltis? henrotayi* n. sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMG0111, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – CMP0314, vista dorsal (molde interno de pigídio);

C – MGUTAD15212, vista dorsal (molde externo de pigídio).

Figs. D-G: *Actinopeltis* sp. indet. da Formação Porto de Santa Anna, Kralodvoriano (ca. Katiano superior), Palheiros (PAL-PSA-1), Penacova, Portugal.

D-G – MG30571, vistas dorsal (D), lateral (E, F) e anterior (G) (molde interno de glabela).

Figs. H-J: "*Ceraurinus*" cf. *meridianus* (Hammann, 1992) do Membro Riba de Cima (SAZ-MRC-1) da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Sazes de Lorvão, Penacova.

H-J – MG170, vistas lateral (H), dorsal (I) e anterior (J) (molde interno de cranídio).

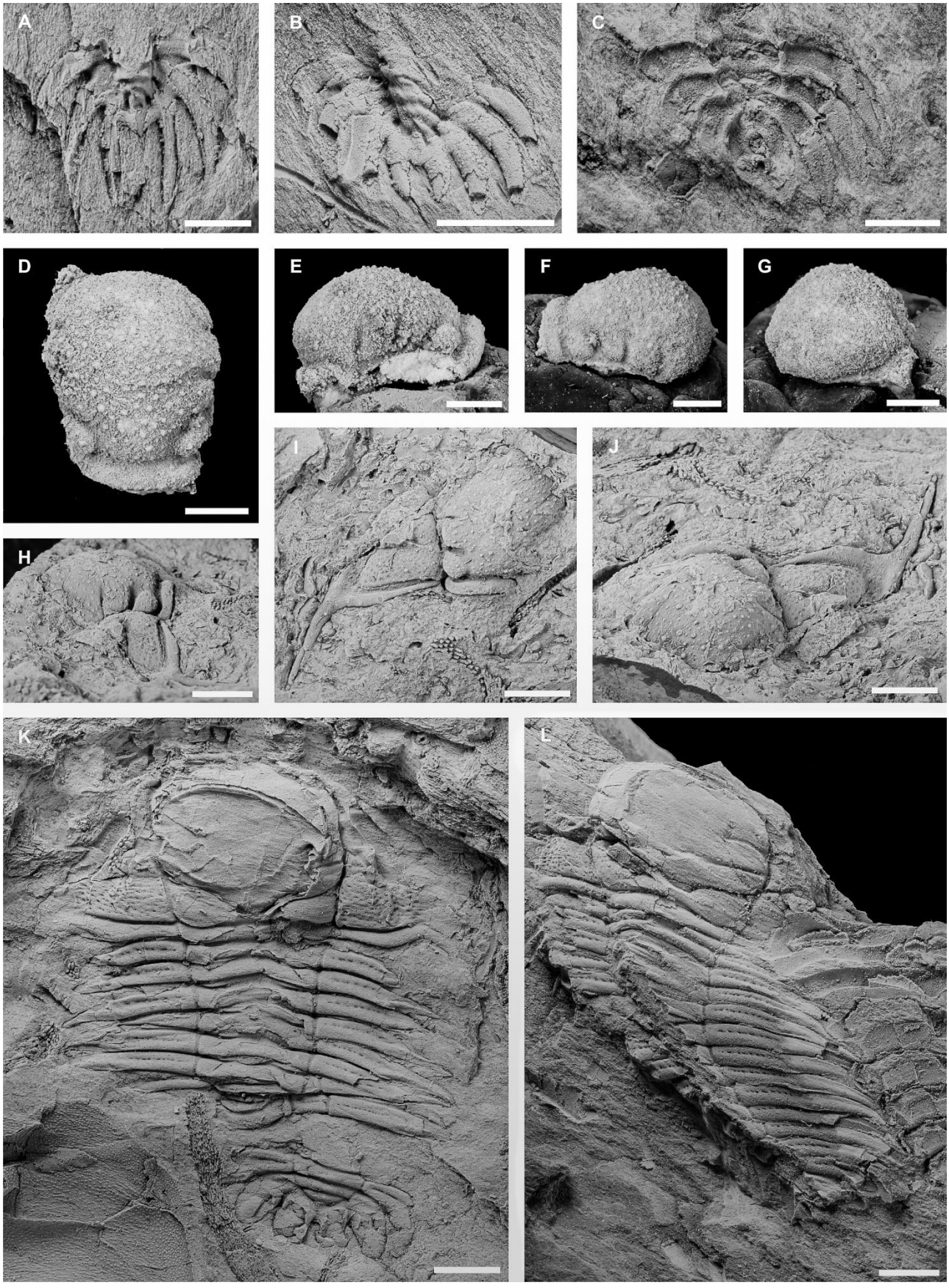
Figs. K-L: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

K – CMP0223, vistas dorsal (molde interno de carapaça; muda);

L – CMP0222, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto A, D, G = 2 mm.

Estampa 81



Estampa 82

Figs. A-G: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A-B – CMP0216, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente molde externo, B, de carapaça);

C – MGUTAD15215, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – CMG0006, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalotórax; espécime de pequenas dimensões, preservando ornamentação mais grosseira e marcada);

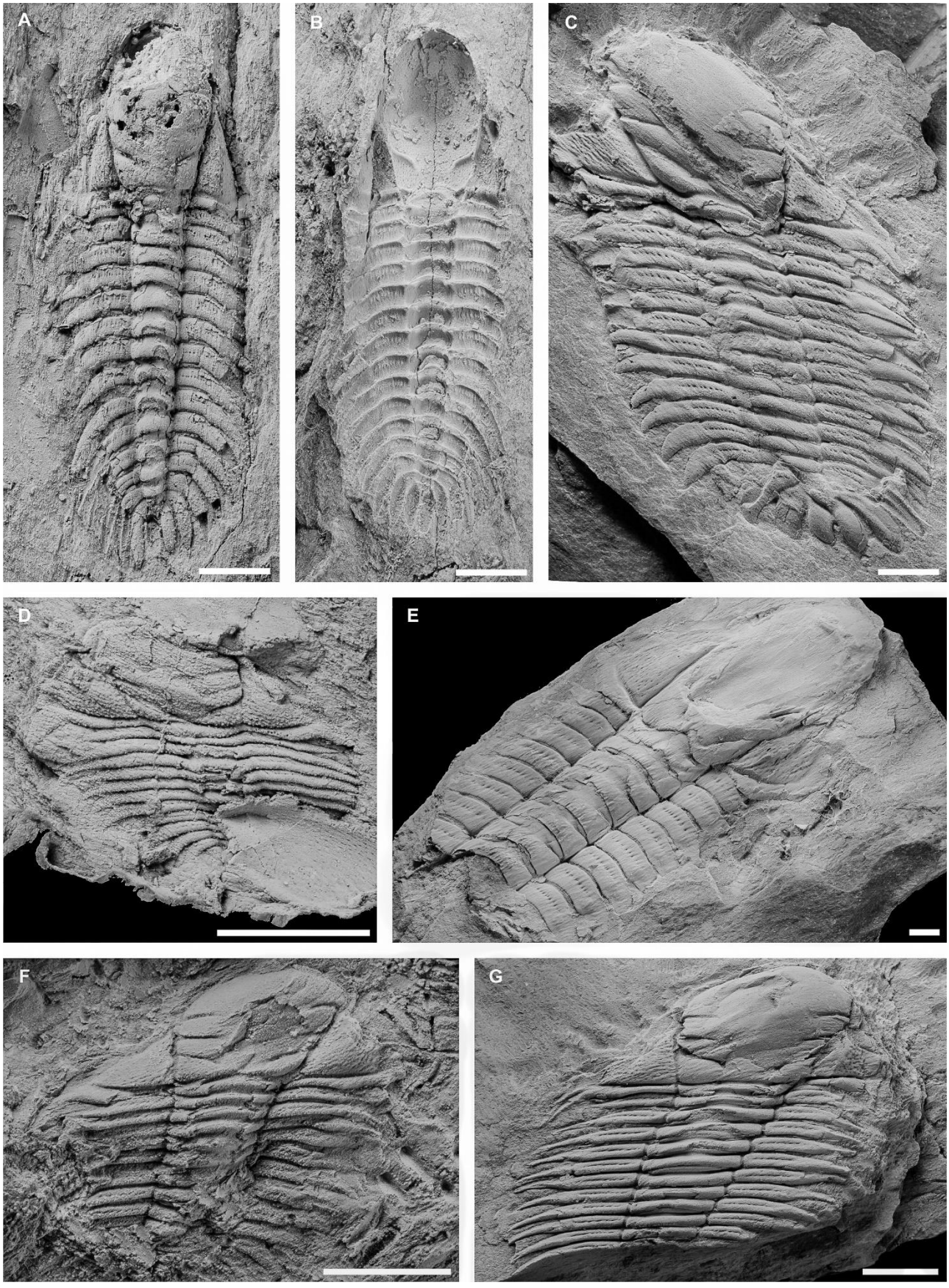
E – CMP0219, vista dorsal (molde interno de cefalotórax; glabela esfoliada permite observação do molde externo do hipostoma);

F – CMP0221, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

G – MGUTAD15627, vista dorsal (molde interno de cefalotórax).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 82



Estampa 83

Figs. A-F: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

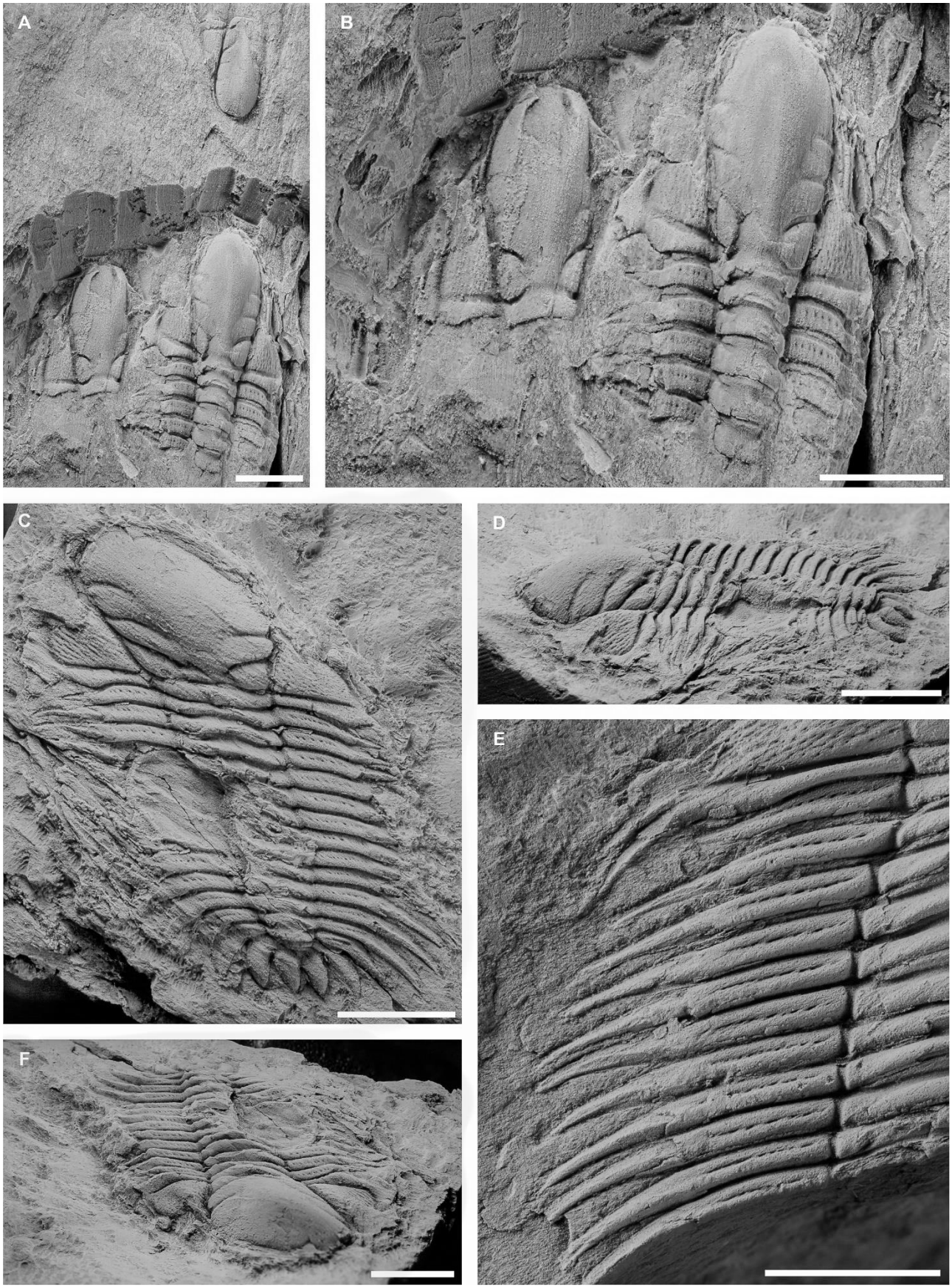
A-B – CMP0217, vista dorsal (molde interno de dois cranídios e um cefalotórax; B, detalhe de A);

C, D, F – MGUTAD15463, vistas dorsal (C), lateral (D) e antero-dorsal (F) (molde interno de carapaça);

E – MGUTAD15627, vista dorsal (detalhe de molde interno das pleuras torácicas; detalhe do espécime da Estampa 82, fig. G).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 83



Estampa 84

Figs. A-K: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – CMP0339, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

B – MGUTAD15384, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

C – CMG0119, vista dorsal (molde interno de cranídio);

D – MGUTAD15412, vista ventral (molde interno de hipostoma);

E – CMG0149, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

F – CMG0198, vista dorsal (molde interno de cranídio; par estereoscópico);

G – MGUTAD15208, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H – MGUTAD15209, vista dorsal (molde interno de cranídio);

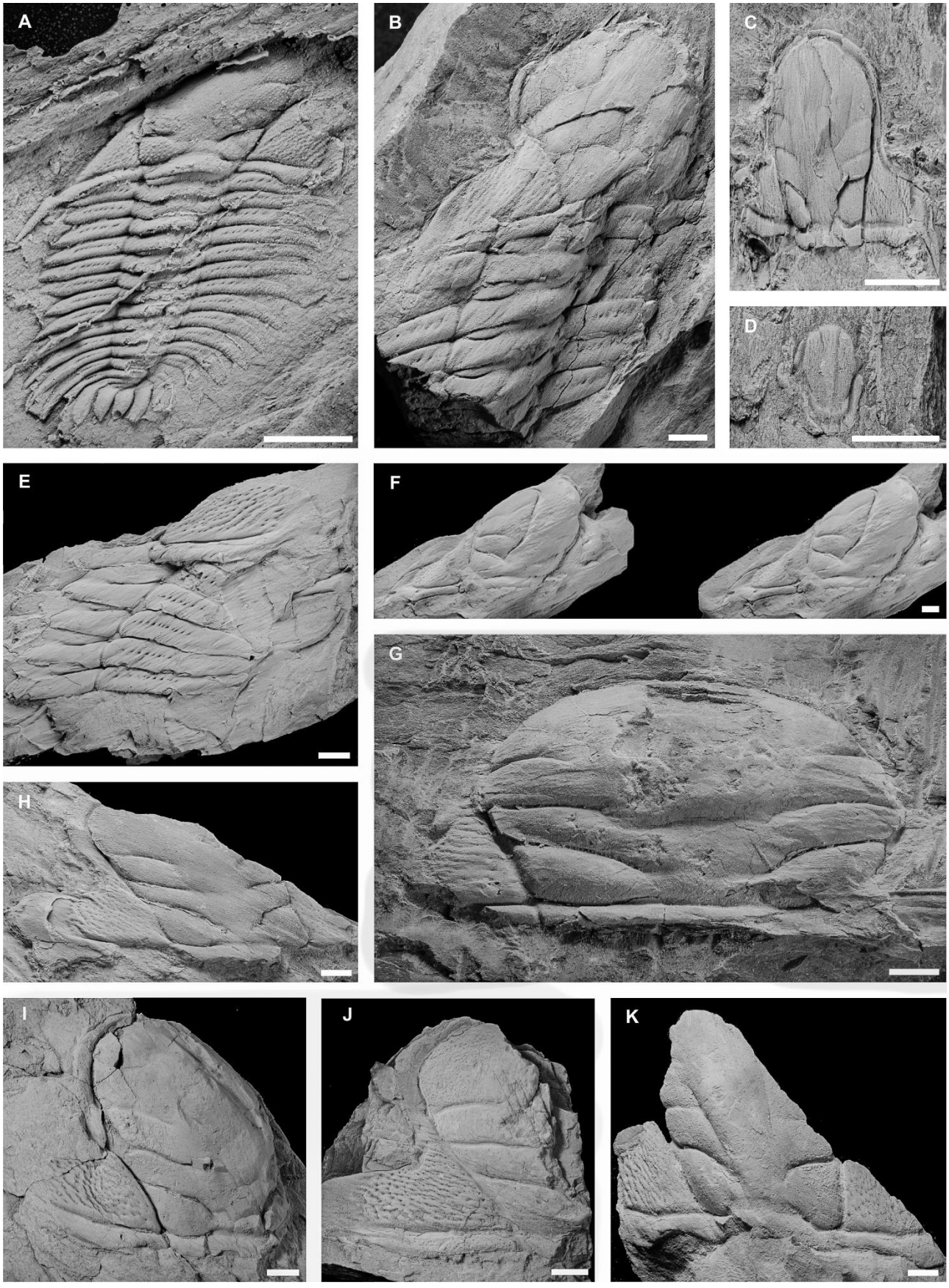
I – MG15672, vista dorsal (molde interno de cranídio);

J – MG15689, vista dorsal (molde interno de cranídio);

K – MGUTAD15037, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 84



Estampa 85

Figs. A-J: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – CMP0349, vista ventral (molde interno de hipostoma);

B – CMP0337, vista ventral (molde interno de hipostoma);

C – CMG0101, vista ventral (molde interno de hipostoma);

D – CMG0143, vista ventral (molde interno de hipostoma);

E – MGUTAD15412, vista ventral (contramolde em látex de molde externo de hipostoma);

F – CMG0133, vista dorsal (molde interno de pigídio);

G – CMG0135, vista dorsal (molde interno de pigídio);

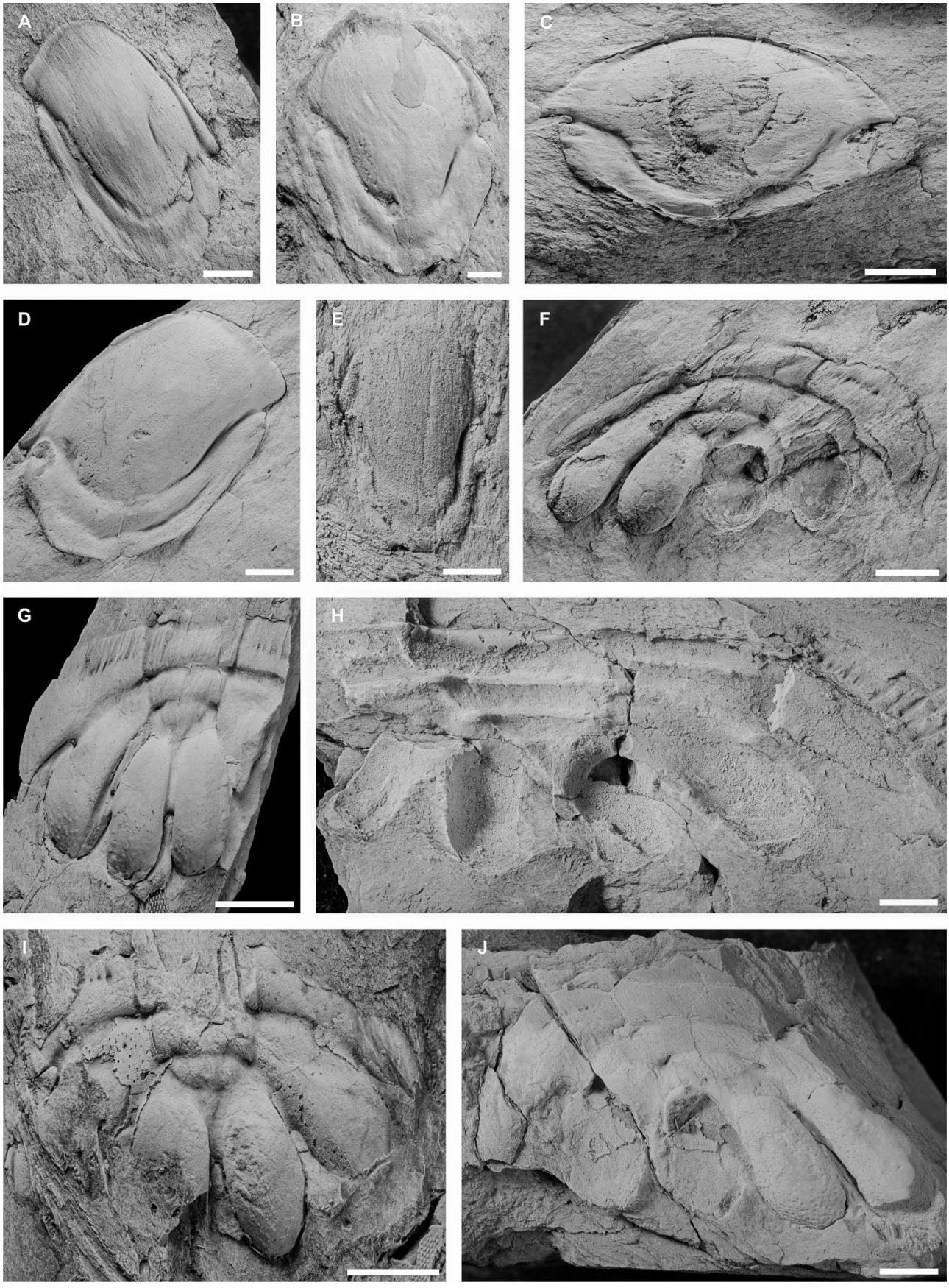
H – MG15685, vista dorsal (molde externo de pigídio);

I – CMG0150, vista dorsal (molde interno de pigídio);

J – MG16605, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 85



Estampa 86

Figs. A-E: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação, Portugal.

A – MGUTAD15213, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MGUTAD15215, vista dorsal (molde interno de pigídio);

C – CMG0114, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de toracopigídio);

D – MG16608, vista dorsal (molde interno de pigídio);

E – MGUTAD15216, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. F-H, K: *Eccoptochile clavigera* (Beyrich, 1845) da Formação Letná do Berouniano inferior (Sandbiano superior) da República Checa.

F – NHM42493, vista dorsal (molde interno de cranídio);

G – NHM-S3597, vista dorsal (molde interno de cranídio);

H – NHM19883, vista dorsal (molde interno de pigídio);

K – NMP-It768, vista dorsal (molde interno de pleura torácica).

Figs. I-J: *Eccoptochile perlata* (Hawle & Corda, 1847) da Formação Zahořany do Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) da República Checa.

I – NMP-L19786 (lectótipo), vista dorsal (molde interno de carapaça);

J – NMP-L5178, vista dorsal (molde interno de fragmento de tórax).

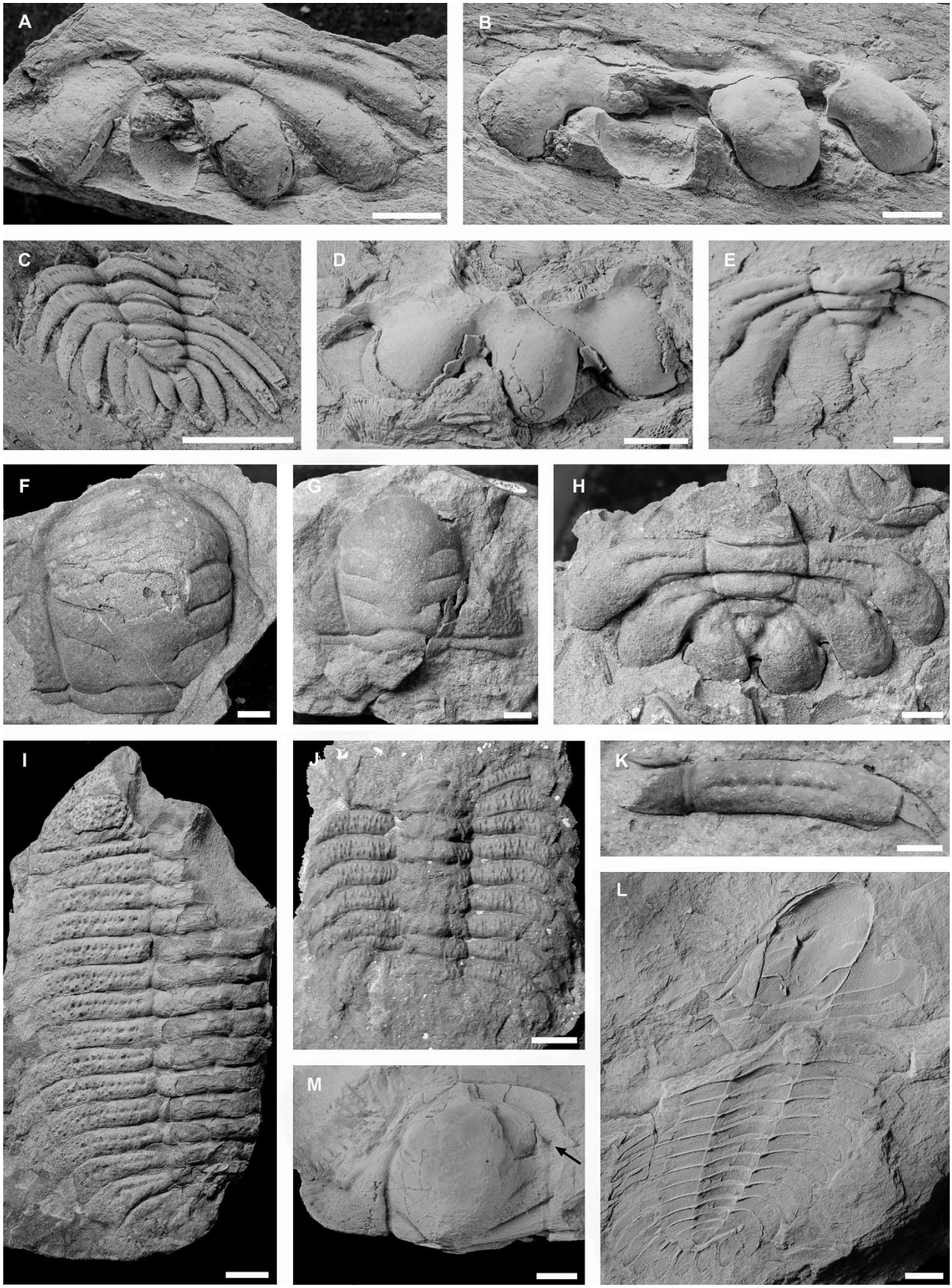
Figs. L-M: *Eccoptochile almadenensis* Romano, 1980 [=? *E. mariana* (Verneuil & Barrande, 1856)] da Formação Valongo, Dobrotiviano (Darriwiliano), Valongo, Portugal.

L – MG15070, vista dorsal (molde externo de carapaça);

M – MG15068, vista dorsal (molde interno de cranídio; seta – detalhe da deslocação da fóssula hipostomal por deformação, acompanhada de “alargamento aparente” do bordo anterior cefálico).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 86



Estampa 87

Figs. A-M: *Eccoptochile impedita* Hammann, 1972; A-H, da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Mealhada, Portugal; I-J, do Membro Poiares, Formação Ferradosa, Berouniano superior?, em Hospital (HOS-MP-1), Penacova, Portugal; K-M, da Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2), Espanha.

A-C, F, G – MG175, vistas dorsal oblíqua (A, B), dorsal (C) anterior (F) e lateral (G) (contramolde em látex, A, de molde externo e correspondente molde interno, B-C, F, G, de cranídio);

D – MG2843-1, vista dorsal (molde interno de fragmento de cranídio);

E – MG2843-2, vista dorsal (molde interno de fragmento de cranídio);

H – MG173, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

I, J – MG30622, vista dorsal (molde externo, I, e correspondente molde interno, J, de pigídio);

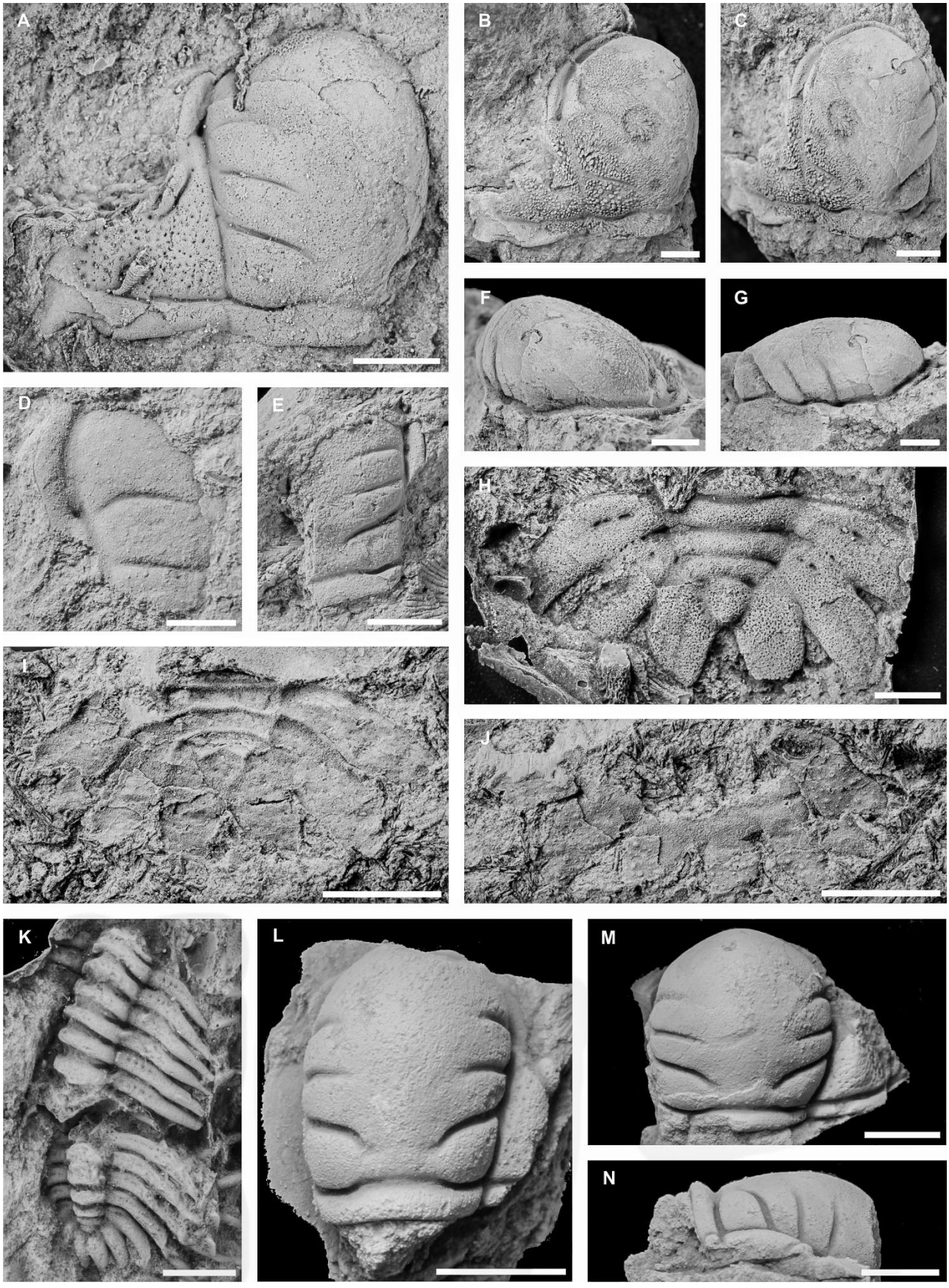
K – SMF27662, vista dorsal oblíqua (contramolde em látex de molde externo de toracopigídio; figurado por Hammann, 1976, est. 5, fig. 66);

L, N – SMF27654-1, vistas dorsal (L) e lateral (N) (molde interno de cranídio);

M – SMF27654-2, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 87



Estampa 88

Figs. A-H: *Eccoptochile tumifrons* Hammann & Leone, 2007 da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Mealhada, Portugal.

A-C – MG174-1, vistas dorsal (A), anterior (B), lateral (C) (molde interno de cranídio);

D-E – MG174-2, vistas dorsal (D) e dorso-lateral (E) (molde interno de cranídio);

F – MG30623, vista antero-dorsal oblíqua (molde interno de cranídio);

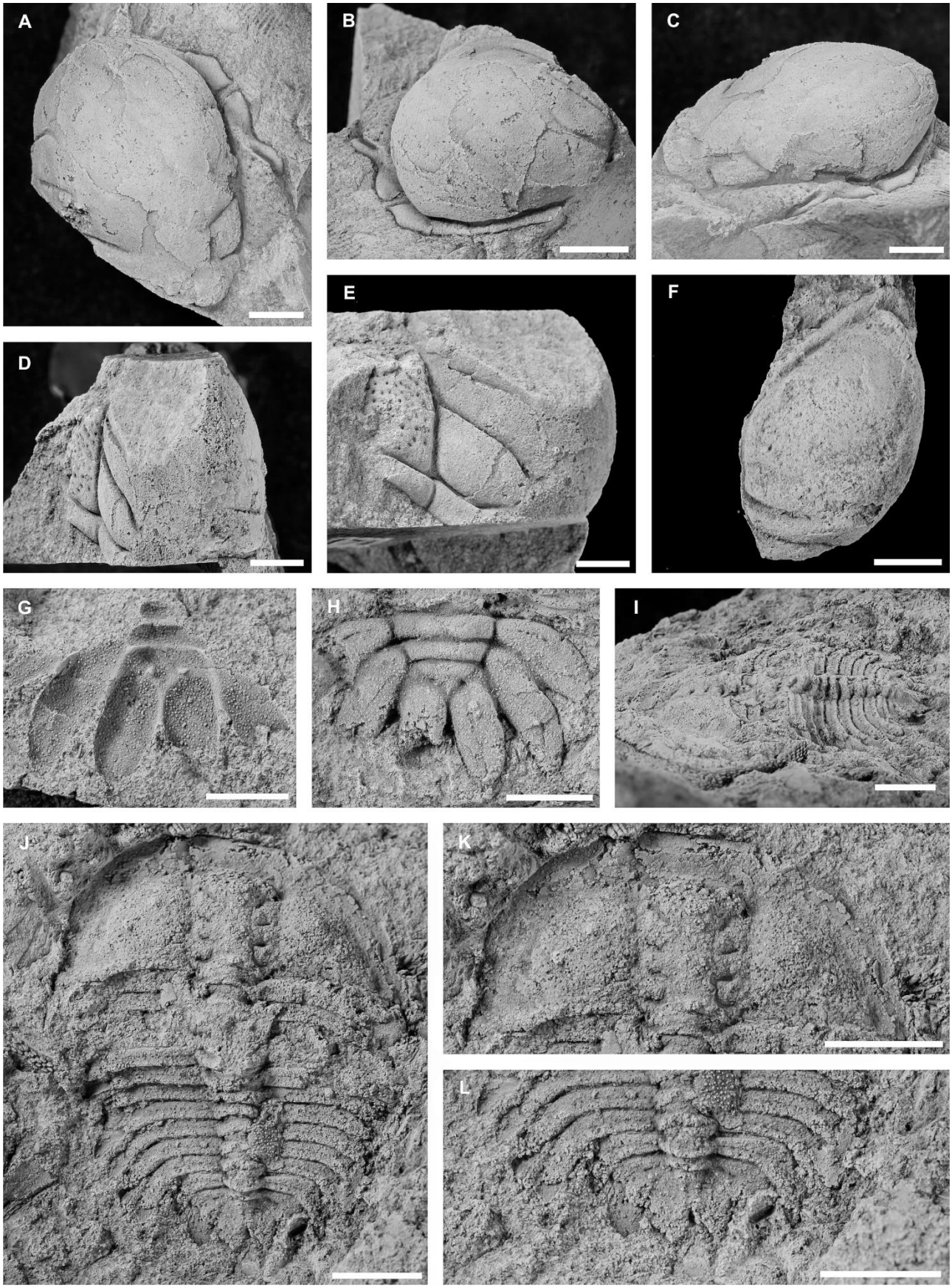
G, H – MG172, vista dorsal (molde externo, G, e correspondente interno, H, de pigídio).

Figs. I-L: *Areia bussacensis* n. sp. da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1), Mealhada, Portugal.

I-L – MG158 (holótipo), vistas lateral (I) e dorsal (J-M) (molde interno de carapaça; K, detalhe do cefalão; L, detalhe do pigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 88



Estampa 89

Fig. A: *Coplacoparia* sp. da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) em Zuvinhal (ZUV-FC-C17), Penacova, Portugal.

A – MG2388, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Figs. B-N: *Ovalocephalus tetrasulcatus* (Kielan, 1960) do Membro Poiares, Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. ca. Katiano superior) em Espinheira (ESP-MP-1), Penacova, Portugal.

B, E, F – MG30532, vistas dorsal (B), lateral (E) e anterior (F) (molde interno de cefalão);

C – MG30532, vista dorso-lateral (molde interno de librigena; detalhe da superfície ocular);

D, G, K – MG30553, vista dorsal (contramolde em látex, G, de molde externo, D, e correspondente molde interno, K, de cranídio);

H – MG30531, vista dorsal (molde interno de cranídio);

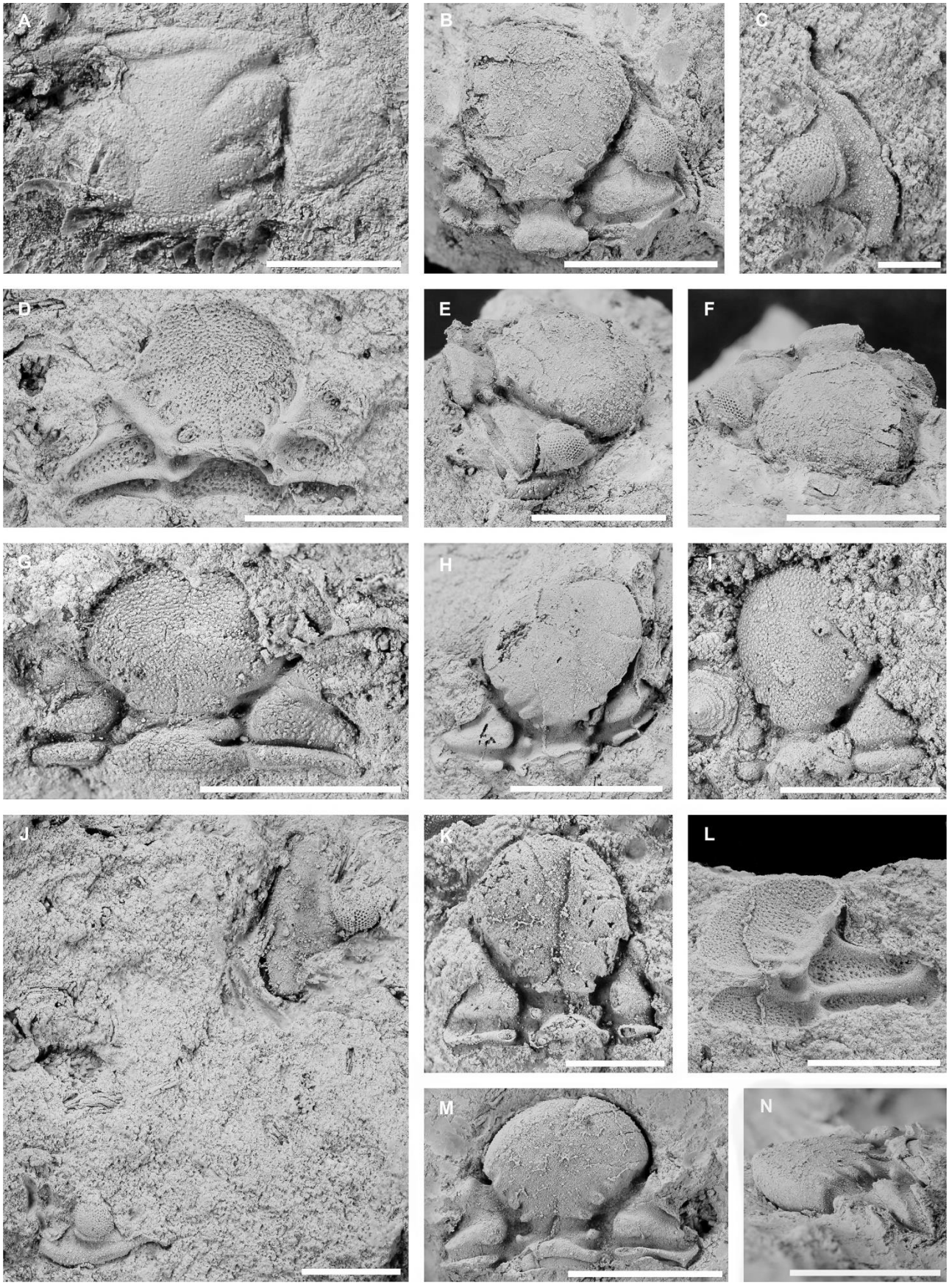
I – MG30520, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

J – MG30532, vista dorsal oblíqua (molde interno de duas librigenas);

M-N – MG30567, vistas dorsal (M) e lateral (N) (molde interno de cranídio).

Escala das figuras em A, C, J = 2 mm; restantes = 5 mm.

Estampa 89



Estampa 90

Figs. A-M: *Ovalocephalus tetrasulcatus* (Kielan, 1960); A-C, E-M, do Membro Poiares, Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. ca. Katiano superior) em Espinheira (ESP-MP-1), Penacova; D, do Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. ca. Katiano superior) em Alveite Grande (ALV-MRC-1), Vila Nova de Poiares, Portugal.

A – MG30538, vista geral dorsal (molde interno de cranídio e pigídio e vários escleritos torácicos em secção);

B – MG30533, vista dorsal (molde interno de cranídio);

C – MG30561, vista dorsal (molde interno de librigena);

D – MG30574, vista dorsal (molde interno de librigena);

E – MG30557, vista postero-dorsal (molde interno de glabela);

F – MG30512, vista dorsal (molde interno de librigena);

G – MG30536, vista dorsal (molde externo de fragmento cranidial);

H, K – MG30560, vistas lateral (H) e dorsal (K) (molde interno de fragmento de tórax);

I – MG30526, vista dorsal (molde interno de pigídio);

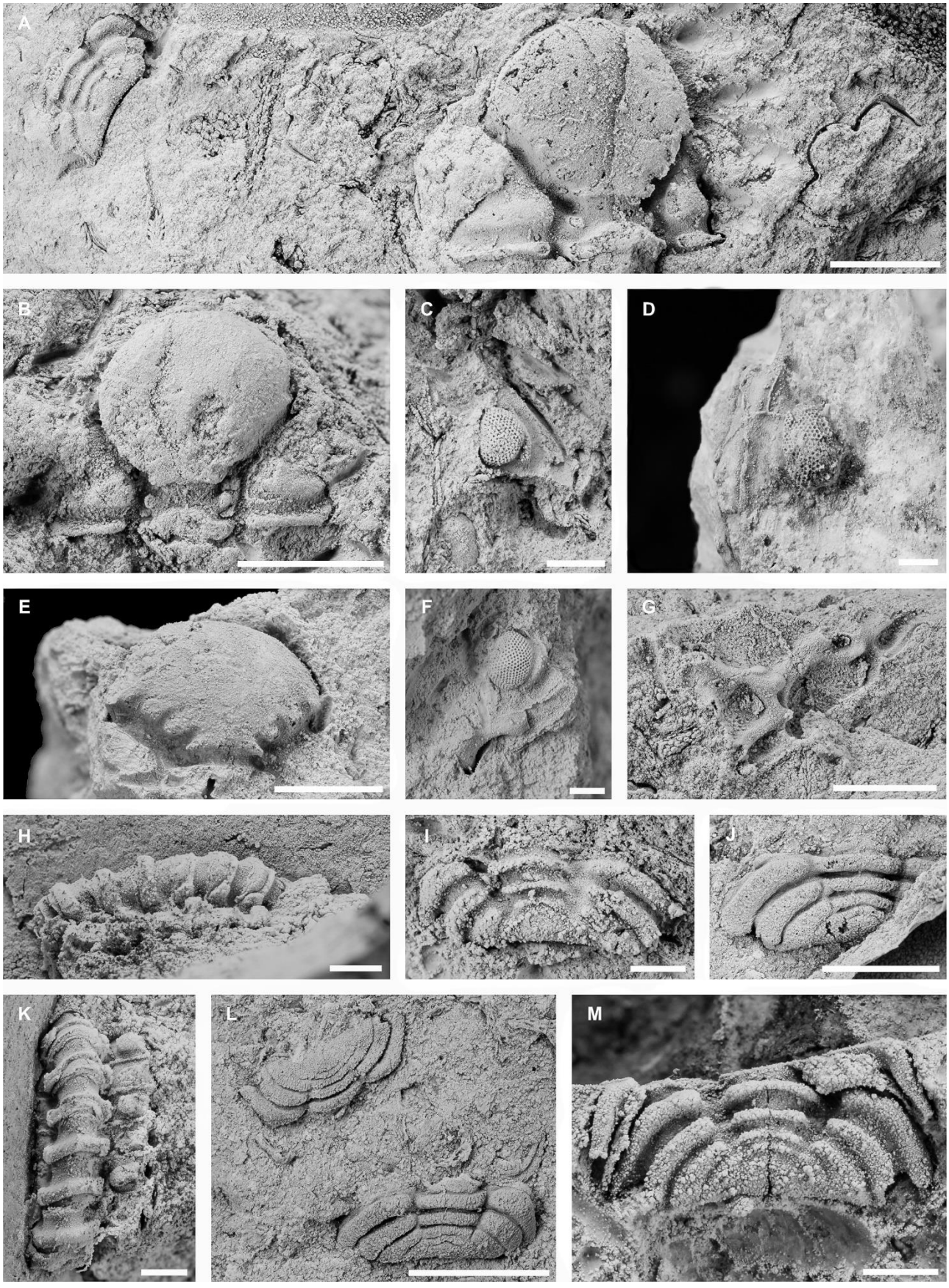
J – MG30511, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

L – MG30524, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de dois pigídios);

M – MG30538, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala em C, D, F, H, I, K, M = 2 mm; restantes = 5 mm.

Estampa 90



Estampa 91

Figs. A-J: *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – CMP0341, vistas dorsal (A, B) e lateral (C) (molde interno, A, C, e contramolde em látex, B, de correspondente molde externo de carapaça);

D – CMP0343, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada; muda);

E – CMP340, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada; muda);

F-G – CMP0352, vistas dorsal (F) e ventral (G) (molde interno, F, e correspondente molde externo, G, de cefalotórax; glabela esfoliada permitindo observação do molde do hipostoma);

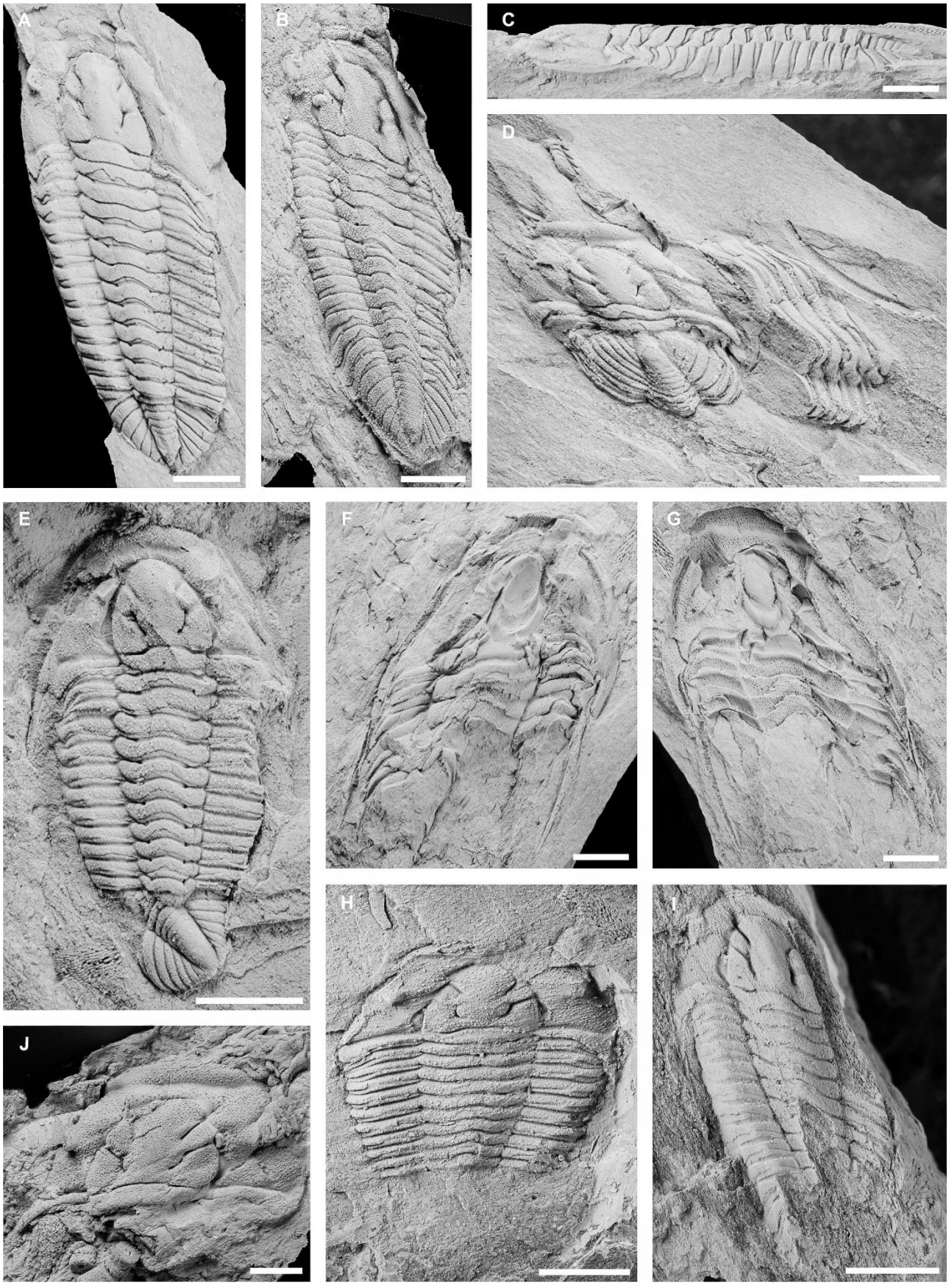
H – CMP0208, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

I – MGUTAD15314, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

J – MGUTAD15209, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 91



Estampa 92

Figs. A-M: *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-C – MGUTAD15287, vistas dorsal (A), lateral (B) e anterior (C) (molde interno de cranídio);

D – MGUTAD15292, vista dorsal (molde interno de cranídio);

E – MGUTAD15295, vista dorsal (molde interno de cranídio);

F – MGUTAD15303, vista dorsal (molde interno de cranídio);

G – MGUTAD15017, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

H – MGUTAD15291, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de bordo librigenal);

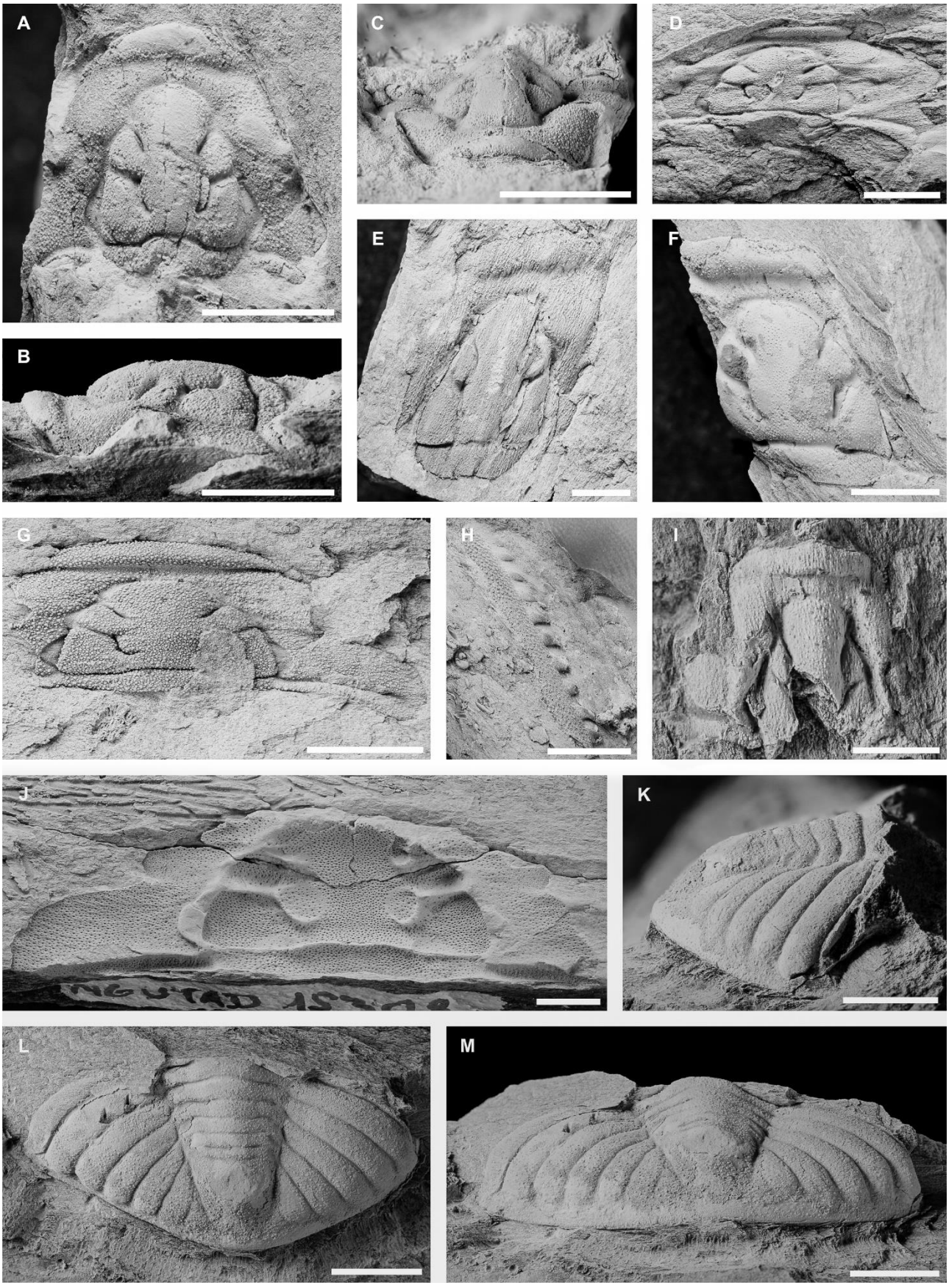
I – MGUTAD15408, vista dorsal (molde interno de cranídio);

J – MGUTAD15308, vista dorsal (molde externo de cranídio);

K-M – MGUTAD15364, vistas lateral (K), dorsal (L) e anterior (M) (molde interno de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto I = 2 mm.

Estampa 92



Estampa 93

Figs. A-F: *Prionocheilus verneuili* Rouault, 1847 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A, E – MGUTAD15427, vistas dorsal (A) e lateral (E) (molde interno de pigídio);

B, F – MGUTAD15399, vistas dorsal (B) e lateral (F) (molde interno de pigídio);

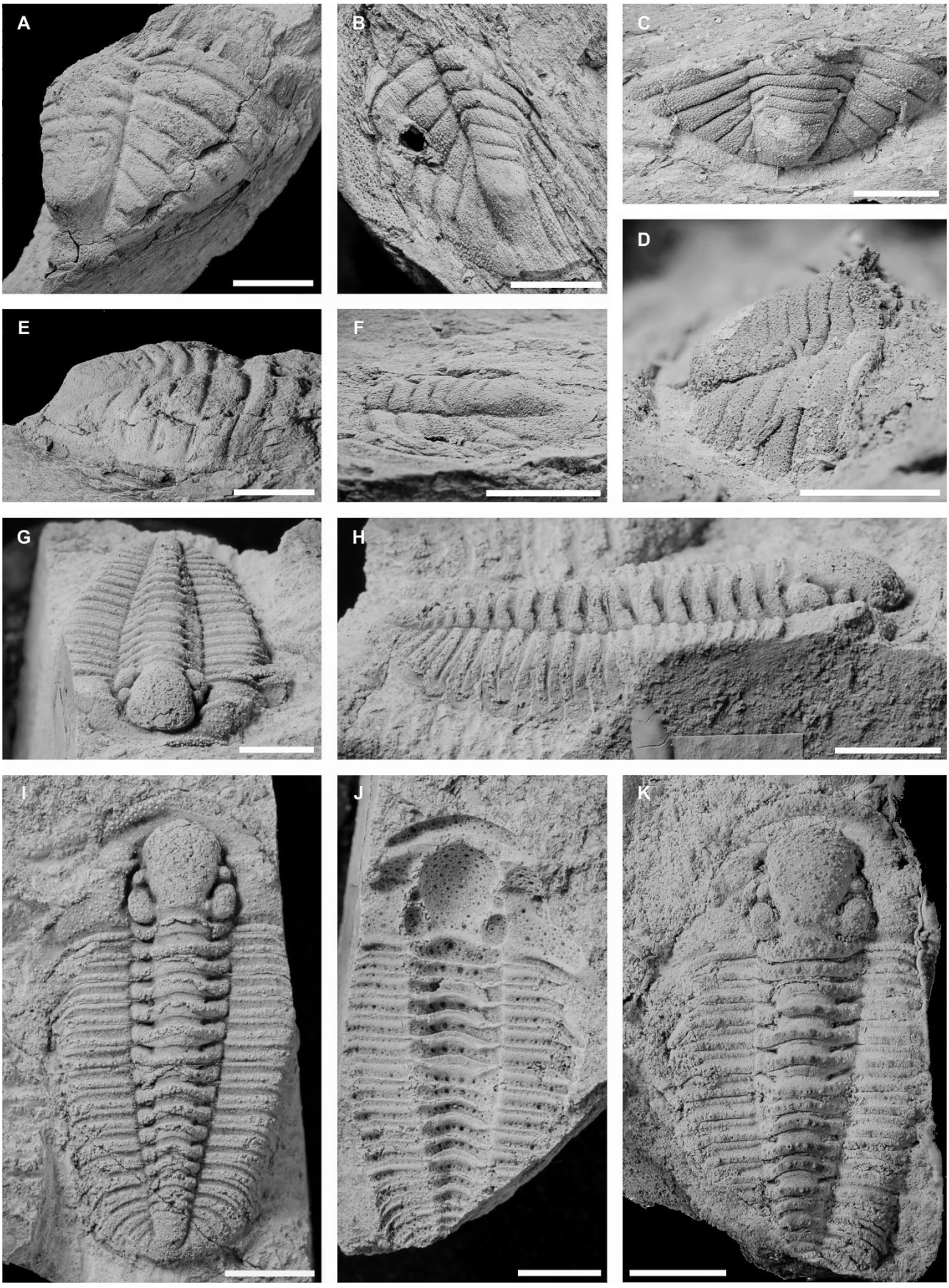
C, D – MGUTAD15622, vistas dorsal (C) e lateral (D) (contramolde em látex de molde externo de pigídio).

Figs. G-K: *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal.

G-K – MG160 (lectótipo), vistas antero-dorsal (G), lateral (H), dorsal (I-K) (molde interno, G-I, e contramolde em látex, K, de correspondente molde externo, J, de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 93



Estampa 94

Figs. A-J: *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal.

A-B, D – MG161, vistas dorsal (A, B) e antero-dorsal (D) (molde interno de carapaça);

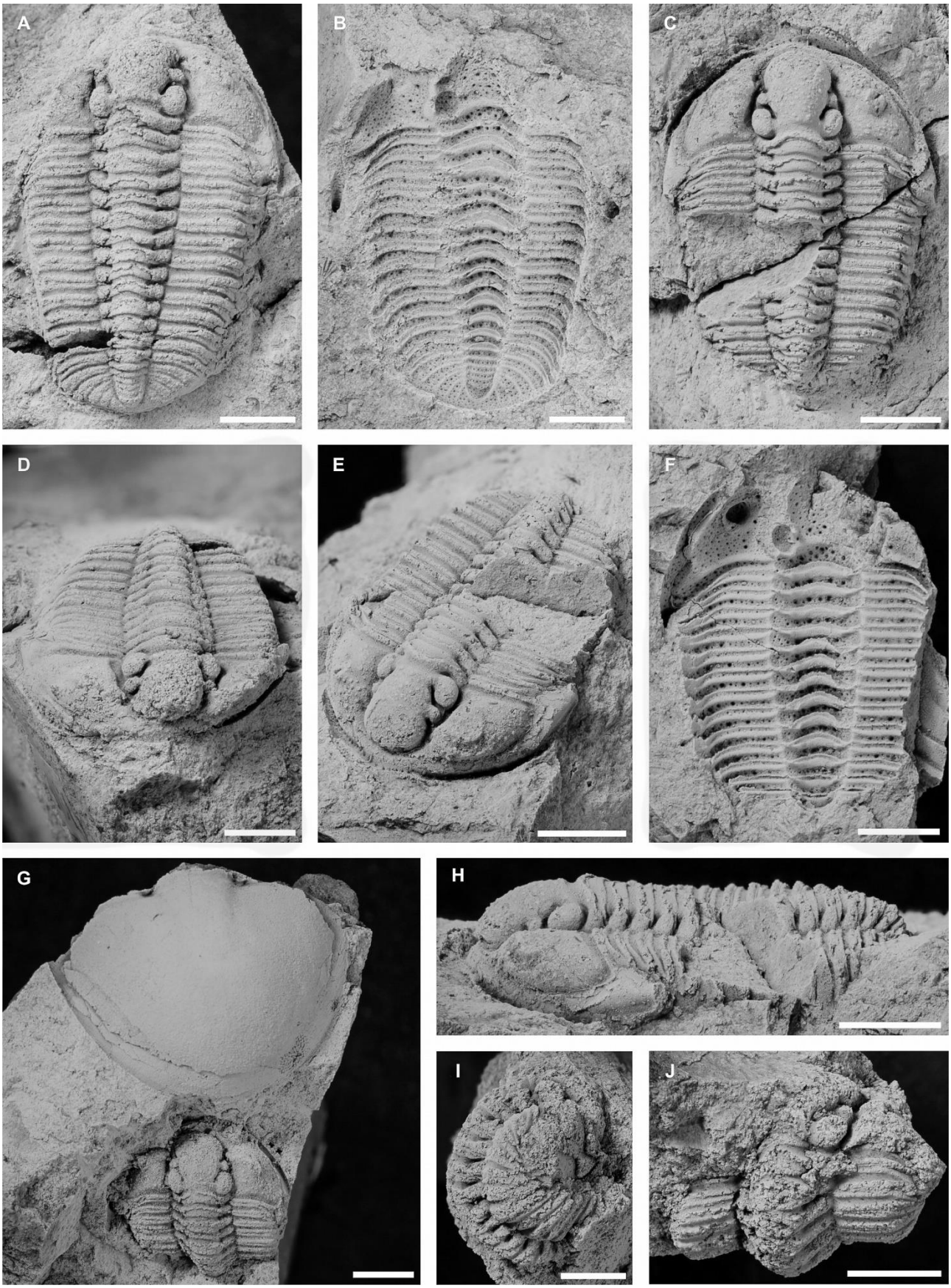
C, E, F, H – MG163, vistas dorsal (C, F), antero-dorsal oblíqua (E) e lateral (H) (molde interno, C, E, H, e correspondente molde externo, F, de carapaça);

G – MG2875-1, vista dorsal [molde interno de cefalotórax; também molde interno de pigídio de *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947)];

I-J – MG2875-2, vista lateral (I) e dorsal (J) (molde interno de cefalotórax enrolado).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 94



Estampa 95

Figs. A-D: *Prionocheilus costai* (Thadeu, 1947) da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal.

A – MG162, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

B – MG2857-1, vista dorsal (molde interno de fragmento de tórax);

C – MG2848, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – MG15495, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalotórax).

Figs. E: *Prionocheilus* sp. indet. do Membro Riba de Cima (SAZ-MRC-1) da Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. Katiano superior) de Sazes de Lorvão, Penacova.

E – MG3205, vista dorsal (molde interno de toracopigídio desarticulado).

Figs. F-I: *Prionocheilus almelai* Hammann, 1992 da Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior), Espanha.

F – SMF27622, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

G – SMF27622, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

H – SMF24848, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

I – SMF27628, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Figs. J-L: *Prionocheilus mendax* (Vaněk, 1965) do Dobrotiviano (ca. Darriwiliano superior) de Espanha.

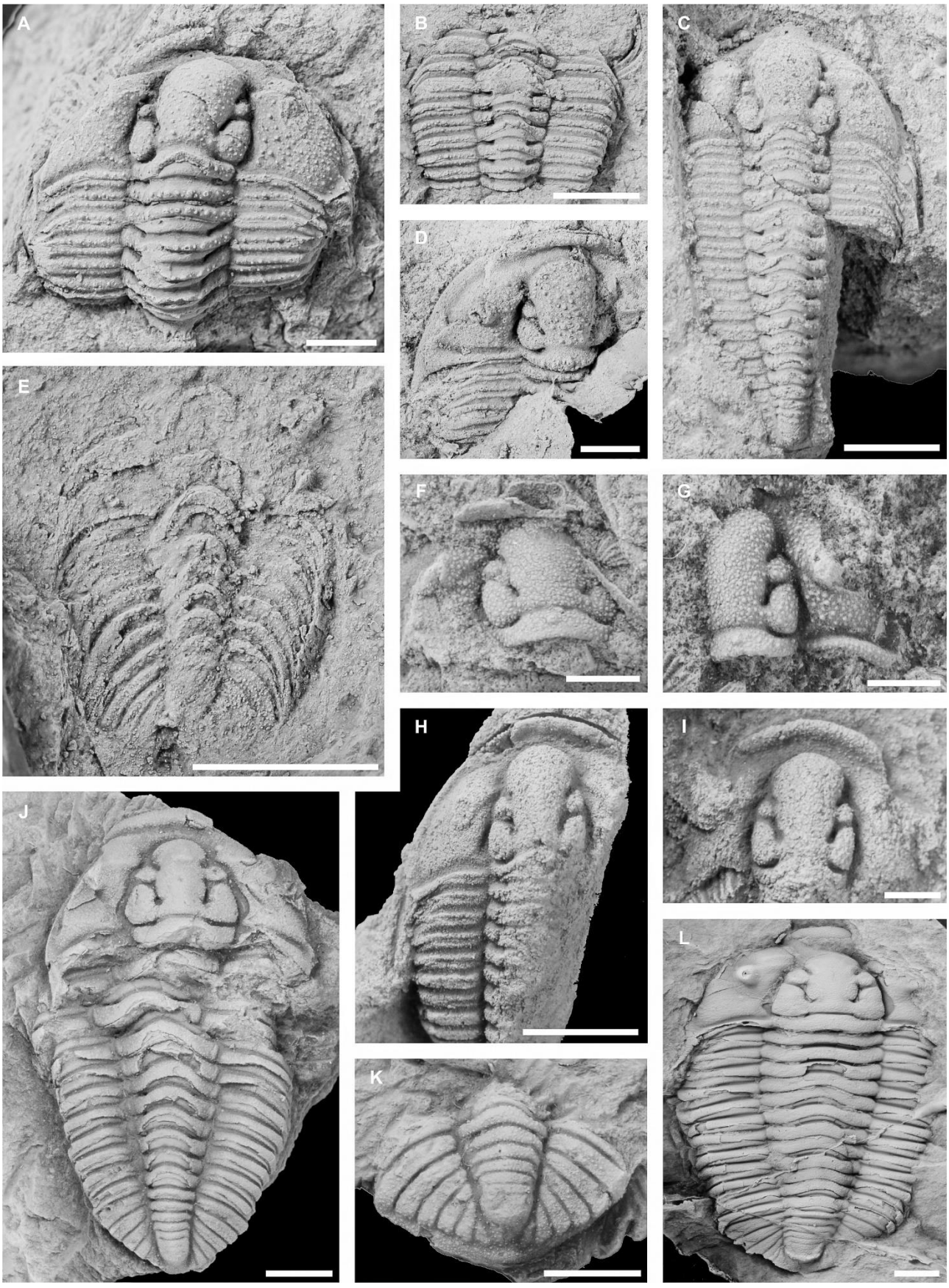
J – SMF27706, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

K – SMF27703, vista dorsal (molde interno de pigídio);

L – SMF27709, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto F, G, I = 2 mm.

Estampa 95



Estampa 96

Figs. A-F: *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956); A, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) da Carregueira (CRG-FC-1), Mação; B, da Formação Carregueira, Berouniano inferior (ca. Sandbiano) em Zuvinhal (ZUV-FC-C17), Penacova; C-F, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMP0310, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

B – MG2376, vista dorsal (molde externo de cranídio);

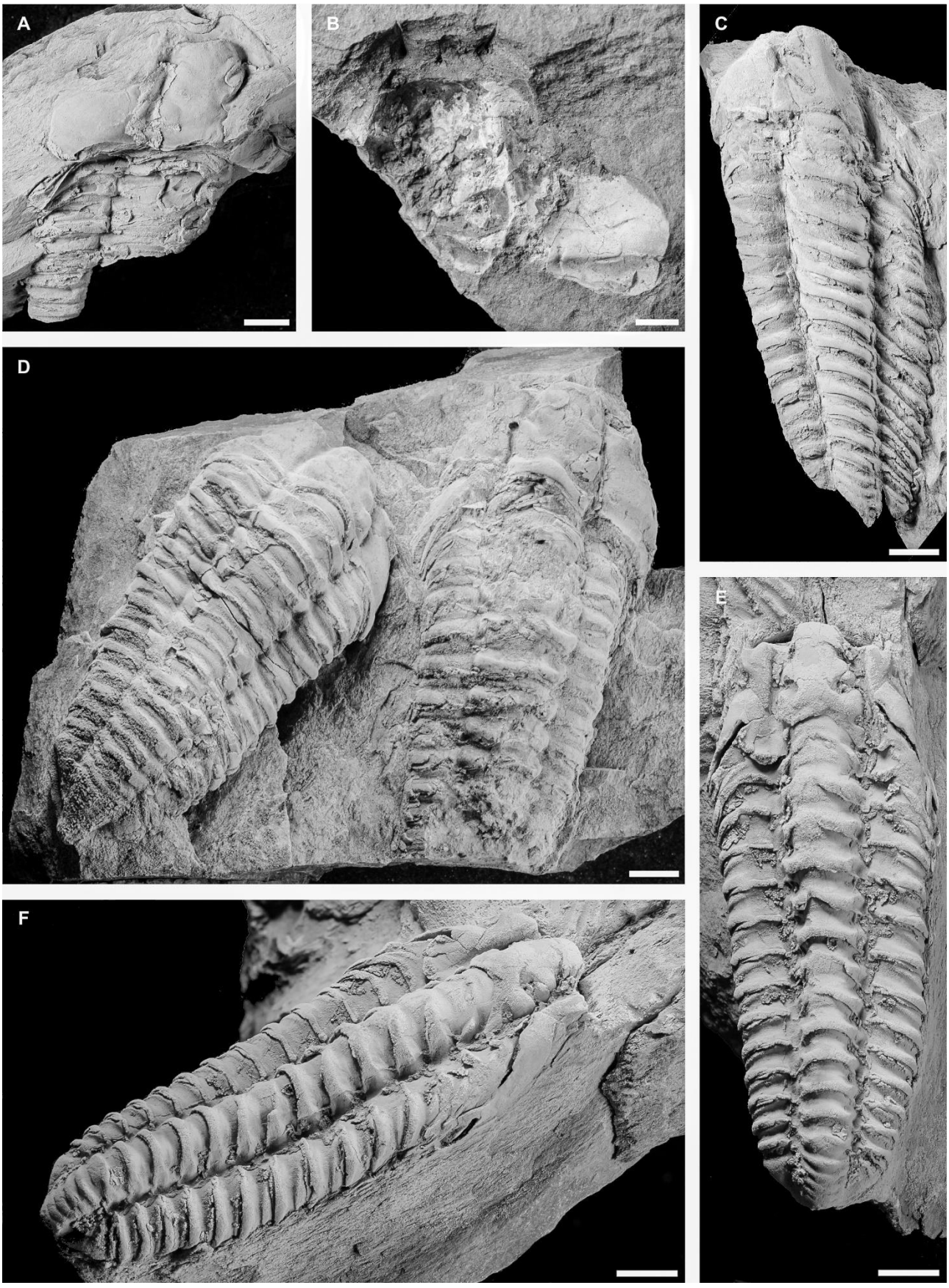
C – MGUTAD15187, vista dorsal (molde interno de carapaça);

D – CMPs/n, vista dorsal (molde interno de carapaça e de cefalotórax);

E-F – MGUTAD15438, vistas dorsal (E) e vista oblíqua (F) (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 96



Estampa 97

Figs. A-J: *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMP0347, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

B, E – MGUTAD15145, vistas dorsal (B) e lateral (E) (molde interno de carapaça);

C – MGUTAD15451, vista dorsal oblíqua (molde interno de carapaça semienrolada);

D – CMG0117, vista ventral (molde interno de hipostoma);

F, H – MGUTAD15626, vistas dorsal (D) e lateral (H) (molde interno de carapaça desarticulada);

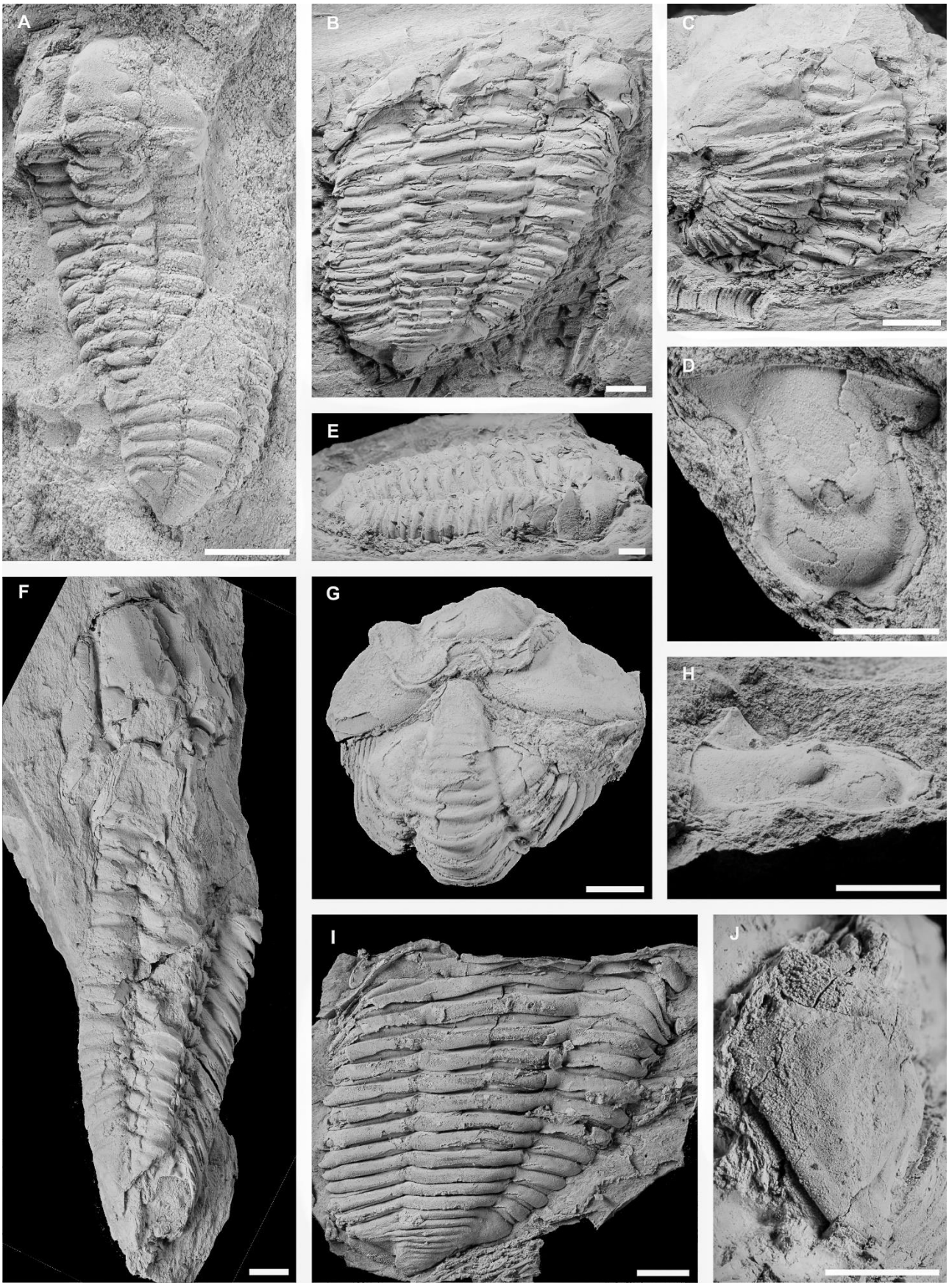
G – CMP0346, vista antero-posterior (molde interno de carapaça enrolada);

I – MGUTAD15625, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de toracopigídio);

J – MGUTAD15451, vista dorso-lateral (molde interno de librigena).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 97



Estampa 98

Figs. A-O: *Colpocoryphe grandis* (Šnajdr, 1956); A-M, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação; N-O, da Formação Louredo, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Palheiros (JOR-FLO-C17), Penacova, Portugal.

A-B – MGUTAD15625, vistas dorsal (A) e lateral (B) (molde interno de cranídio);

C, E-H, K – MGUTAD15175, vistas postero-dorsal (C, G), lateral (F, K) e posterior (H; J) (contramolde em látex, C, F, H de molde externo e correspondente molde interno, E, G, I, K, de pigídio);

I-J – MGUTAD15181, vistas lateral (I) e postero-dorsal oblíqua (J) (molde interno de pigídio);

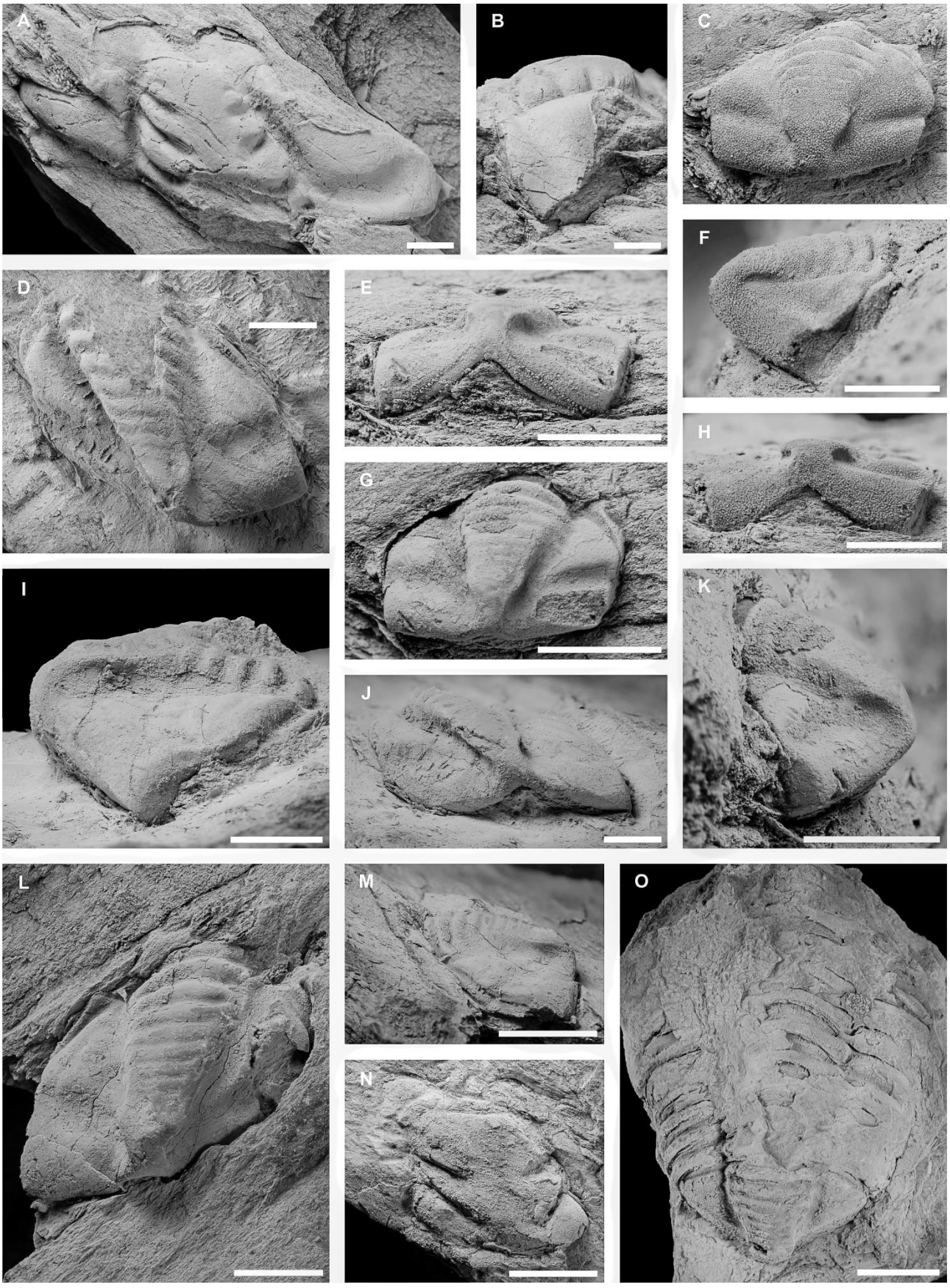
L-M – MGUTAD15170, vistas dorsal (L) e lateral (M) (molde interno de pigídio);

N – MG82-2-003, vista dorsal (molde interno de cranídio);

O – MG82-2-002, vista dorsal (molde interno de toracopigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 98



Estampa 99

Figs. A-G: *Calymenella boisseli* Bergeron, 1890; A-F, da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior) de Chão de Lopes Pequeno (CHL-FRL-1), Amêndoa; G-H, do Membro Vaca da Formação Louredo, Berouniano superior? (ca. Ka2, ca. Katiano inferior) de Monfortinho (VAC-FL-1, VAC-MV-1), Penha Garcia, Portugal.

A, B, F – MGUTAD15142, vistas dorsal (A), anterior (B) e lateral (F) (molde interno de cranídio);

C-E – MGUTAD15140, vistas dorsal (C), anterior (D) e lateral (E) (molde interno de pigídio);

G – MG-SP-002, vista dorsal (molde interno de librigena);

H – MG-SP-001, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Figs. I-L: *Calymenella* cf. *bayani* (Šnajdr, 1956) da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior) de Cabril (STL-FRL-1), Fajão, Portugal.

I, K, L – MGUTAD15630, vistas dorsal (I), anterior (K) e lateral (L) (molde interno de pigídio);

J – MGUTAD15632, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio).

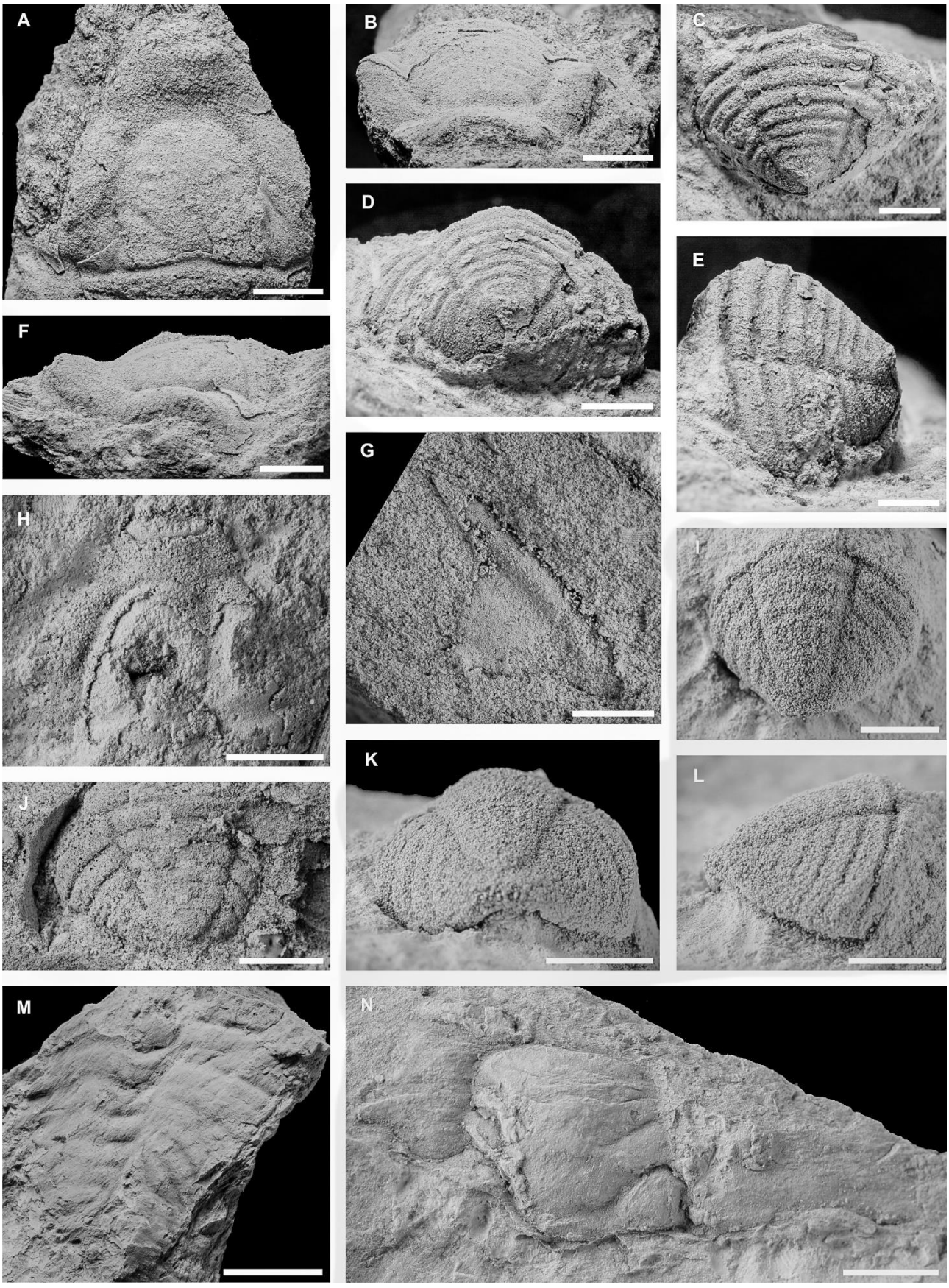
Figs. M-N: *Flexicalymene?* sp. da Formação Ribeira do Braçal, Hirnantiano de Carvoeira (CRV-FRB-1; N) e Pé de Viso (PDV-FRB-1; M), Penacova, Portugal.

M – MG30557, vista dorsal (molde interno de pigídio);

N – MG30547, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 99



Estampa 100

Figs. A-G: *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* (Morière, 1885) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1), Mação.

A – CMP0353, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – CMP0359, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C, D – CMP0360, vista dorsal (molde interno de carapaça enrolada; C, cefalão; D, pigídio);

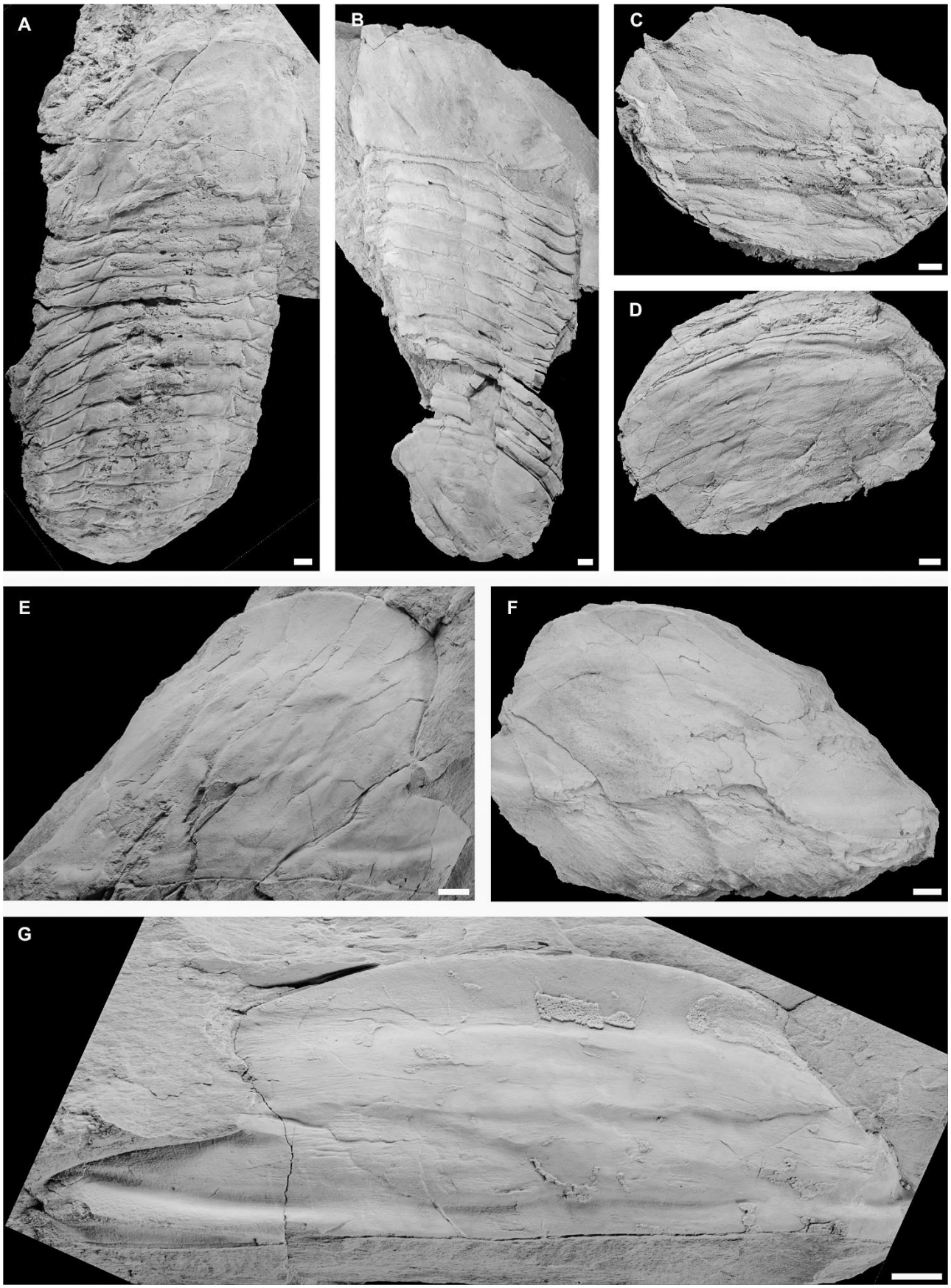
E – CMG0142, vista dorsal (molde interno de cranídio);

F – CMP0354, vista dorsal (molde interno de cranídio);

G – CMG0126, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 100



Estampa 101

Figs. A-I: *Iberocoryphe* cf. *bonissenti* (Morière, 1885) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1), Mação.

A – CMP0355-2, vista dorsal (molde interno de cranídio);

B – CMP0355-1, vista dorsal (molde interno de cranídio);

C – MGUTAD15310, vista dorsal (molde interno de cranídio);

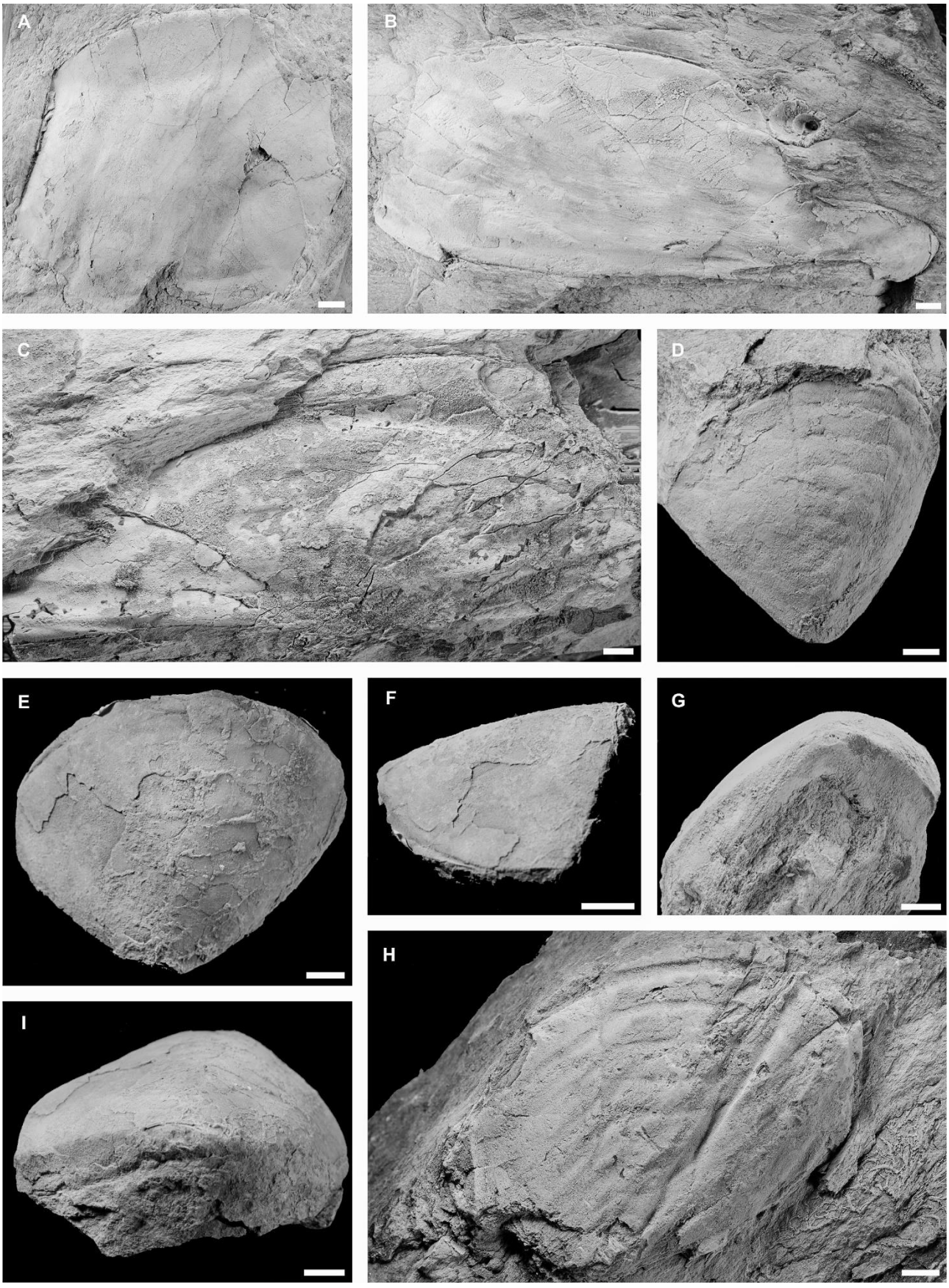
D, G – CMG0134, vistas dorsal (D) e postero-ventral (G) (molde interno de pigidio);

E, F, I – MG91-2-002, vistas dorsal (E), lateral (F) e posterior (I) (molde interno de pigídio);

H – MGUTAD15311, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 101



Estampa 102

Figs. A: *Iberocoryphe* sp. da Formação Letná do Berouniano inferior (ca. Sandbiano) da República Checa.

A – Harvard collections-s/n (cortesia de Petr Budil), vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. B: *Eohomalonotus?* sp. da ? Formação Louredo (possivelmente Formação Cabril) em Monfortinho (ESC-FL?-1), Penha Garcia, Portugal.

B – MG15609, vista dorsal (molde interno de cranídio).

Figs. C-F: *Plaesiacomia berouniana* n. sp.; C, F, do Membro Zuvinhal da Formação Louredo, Berouniano medio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) em Zuvinhal (ZUV-FLO-C13), Penacova; D-E, da Formação Ribeira da Laje, Berouniano superior (ca. Ka2, ca. Katiano inferior) em Cabril (STL-FRL-1), Fajão, Portugal.

C, F – IGR2504 (holótipo), vistas dorsal (C) e postero-dorsal (F) (molde interno de pigídio);

D-E – MGUTAD15631, vista dorsal (molde interno, D, e contramolde em látex, E, de correspondente molde externo de pigídio).

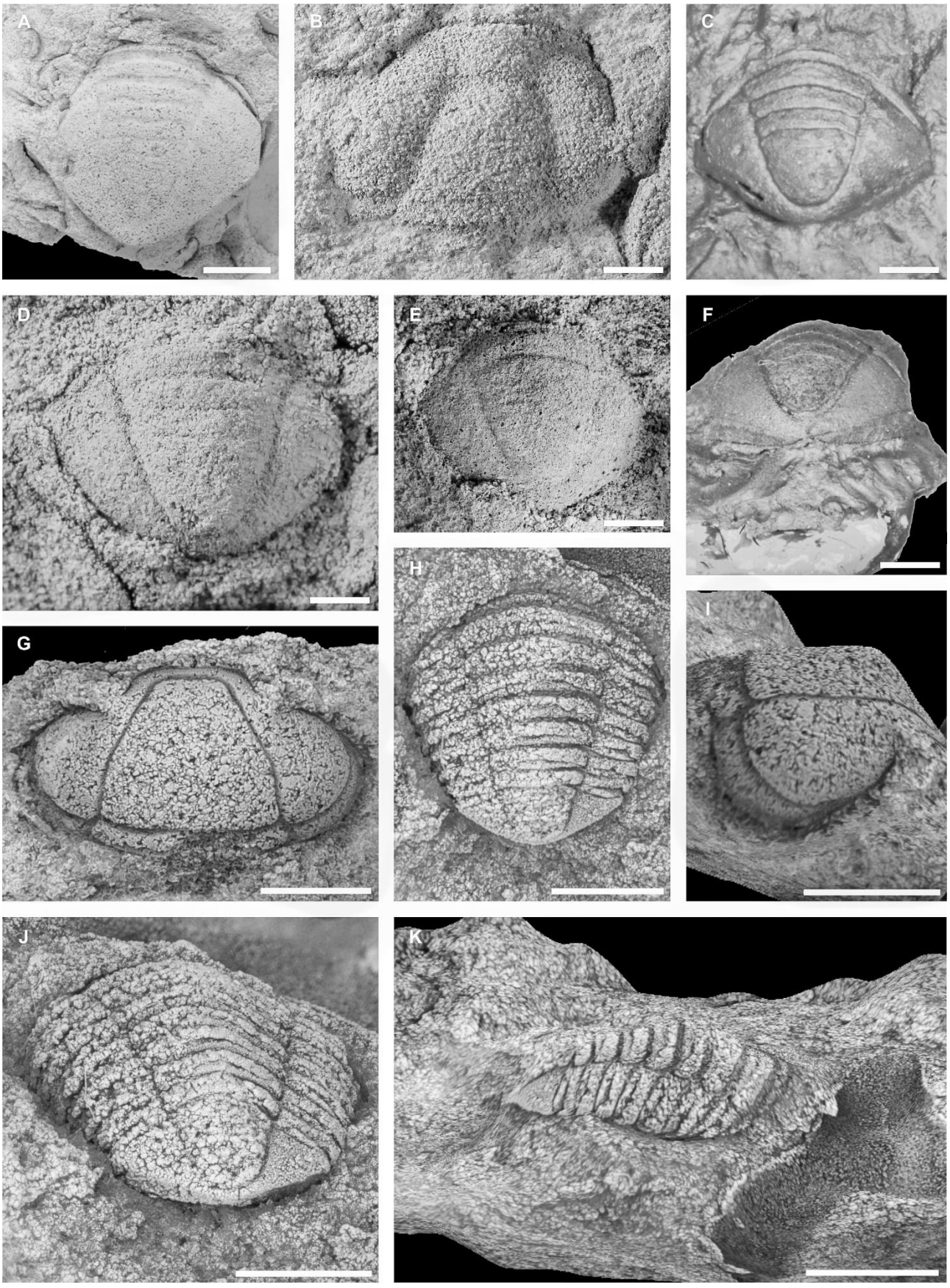
Figs. G-K: *Plaesiacomia rara* Hawle & Corda, 1847 da Formação Letná do Berouniano inferior (ca. Sandbiano) da República Checa.

G, I – NMP-L16720, vistas dorsal (G) e lateral (I) (molde interno de cranídio);

H, J-K – NMP-L16721, vistas dorsal (H) postero-dorsal (J) e lateral (K) (molde interno de toracopigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 102



Estampa 103

Figs. A-J: *Radnoria guyi* Pereira, Silva, Pires & Sá, 2015 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1), Mação.

A-E, G – MGUTAD15050, vistas dorsal (A-B, D-E) e lateral oblíqua (C) (molde interno, A, C, e contramolde em látex, B, E, de correspondente molde externo, D, de carapaça; D-E, detalhe da glabela; G, detalhe do pigídio);

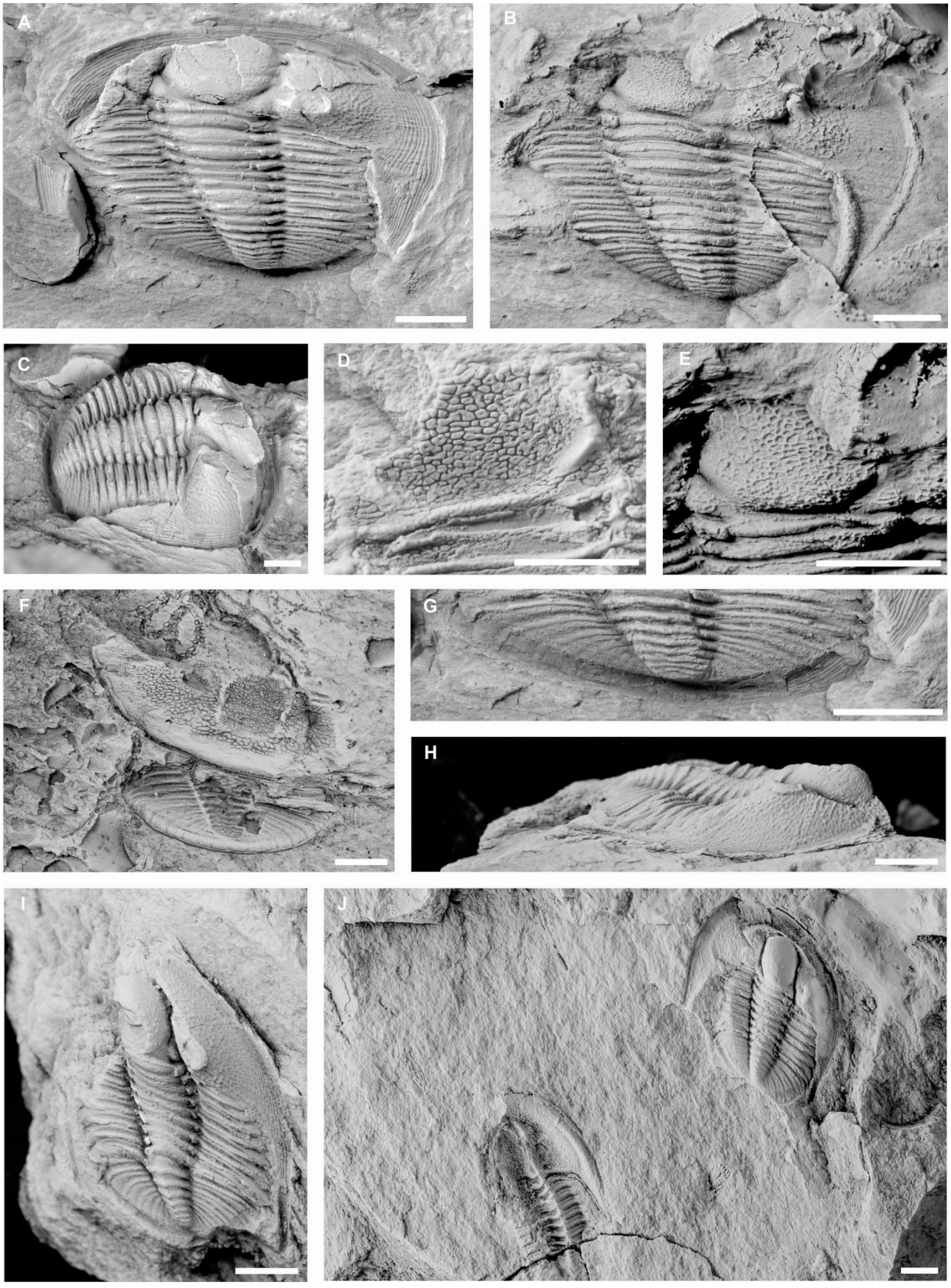
F – CMP0123, vista dorsal (molde externo de cefalão e pigídio; possível muda);

H-I – CMP0120, vistas lateral oblíqua (H) e dorsal (I) (molde interno de carapaça);

J – CMP0122, vista dorsal (molde externo de cefalotórax e molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 2 mm.

Estampa 103



Estampa 104

Figs. A-G: *Radnoria guyi* Pereira, Silva, Pires & Sá, 2015 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1), Mação.

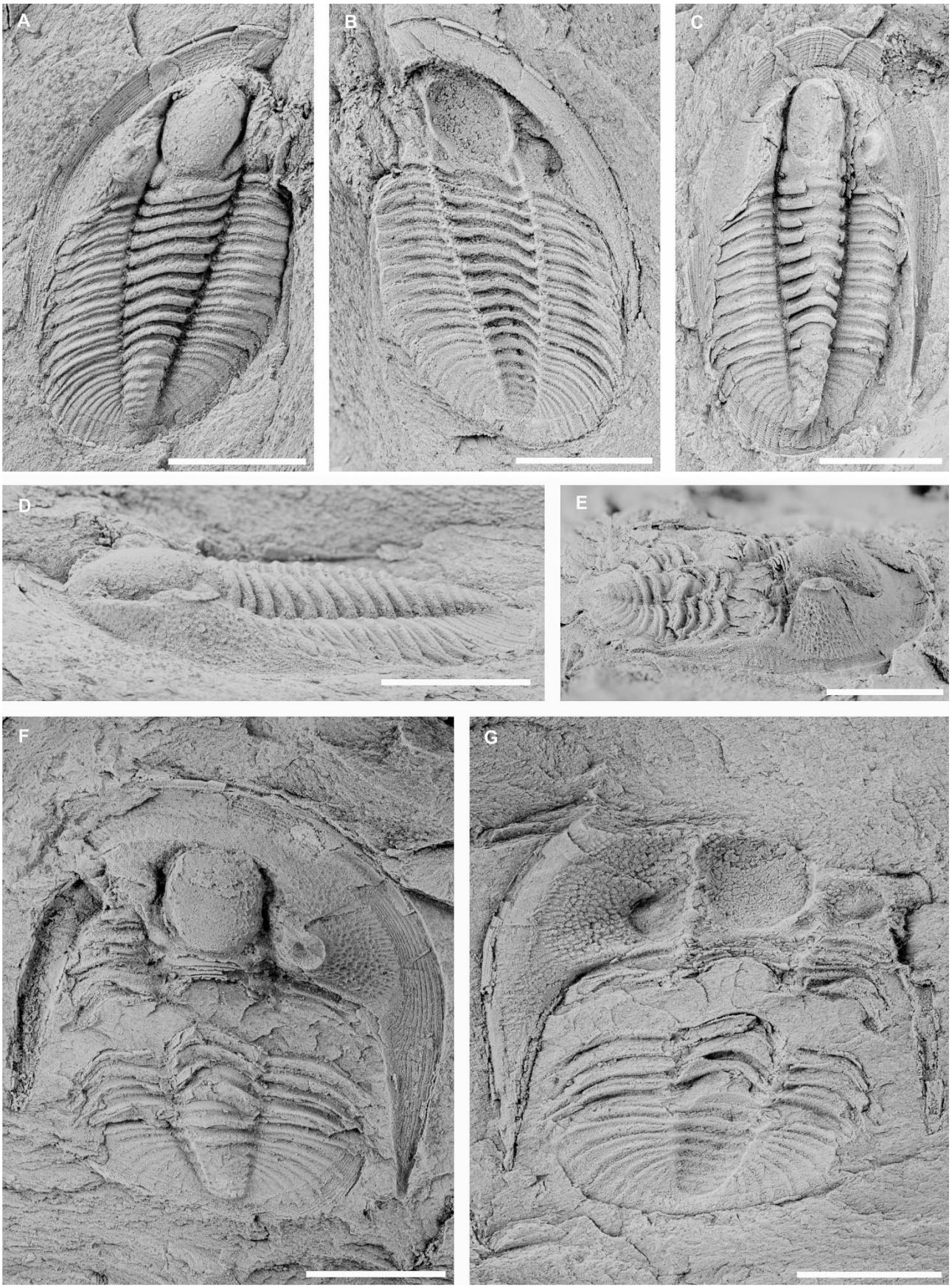
A, B, D – CMP0371, vista dorsal (molde interno, A, D, e correspondente externo, B, de carapaça);

C – CMP0372, vista dorsal (molde interno de carapaça;

E-G – CMP0373, vistas lateral (E) e dorsal (F-G) (molde interno, E, F, e correspondente externo, G, de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 104



Estampa 105

Figs. A-I: *Radnoria loredensis* (Thadeu, 1947) do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

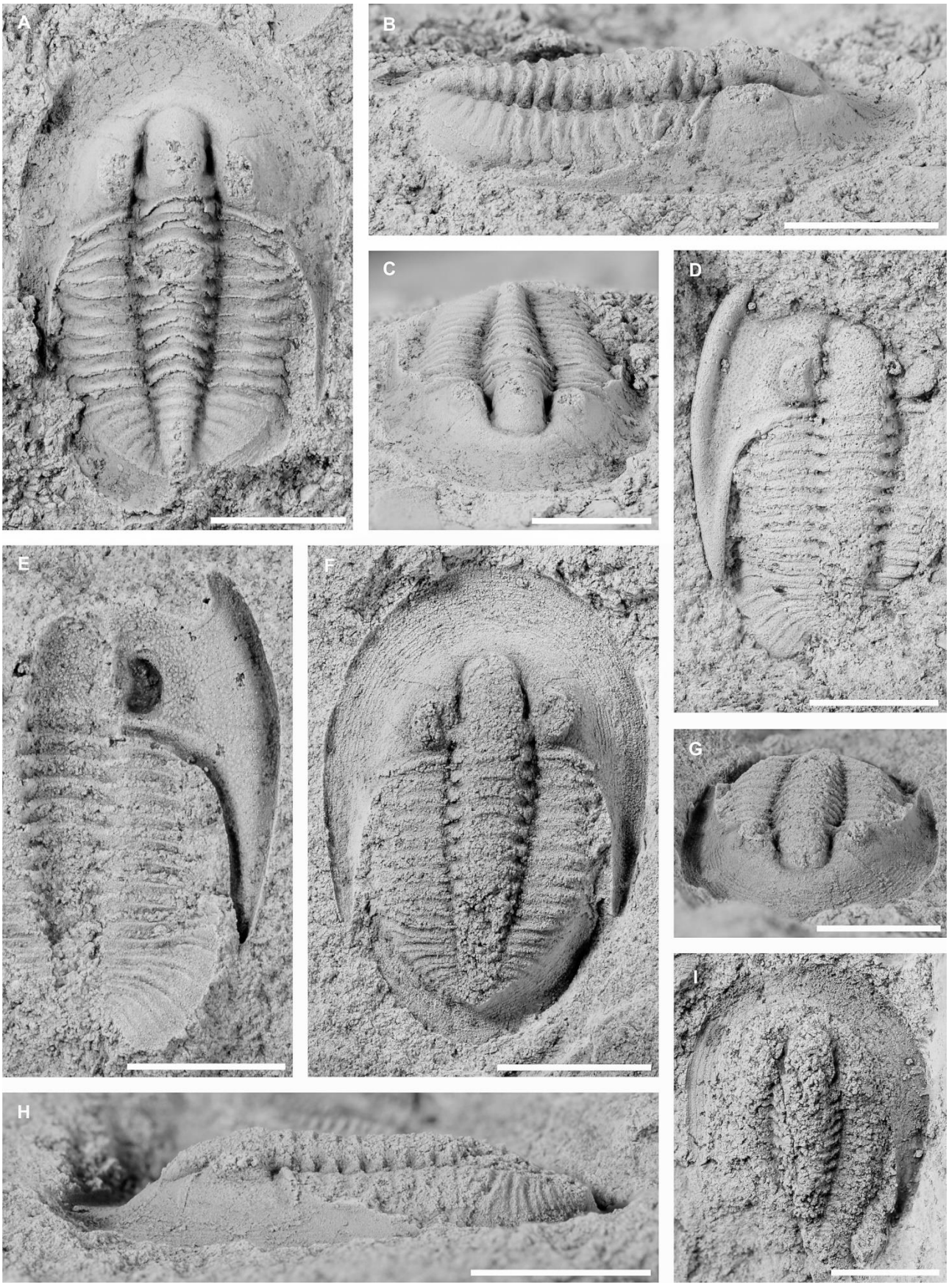
A-C – MG165 (holótipo), vistas dorsal (A), lateral (B) e antero-dorsal (C) (molde interno de carapaça);

D-H – MG159, vistas dorsal (D-F), antero-dorsal (G) e lateral (H) (molde interno, F-H, e contramolde em látex, D, de correspondente molde externo, E, de carapaça);

I – MG2859-2, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 105



Estampa 106

Figs. A-C: *Radnoria loredensis* (Thadeu, 1947) do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1), Buçaco.

A-C – MG2859-2, vistas dorsal (A), anterior (B) e lateral (C) (molde interno de cefalão).

Figs. D-E: *Radnoria* cf. *loredensis* (Thadeu, 1947) da Formação Portixeddu (localidade Gon 1, horizonte TH2b de Hammann & Leone, 1997) do ca. Katiano da Sardenha.

D-E – MGUTAD15715, vista dorsal (molde interno, D, e correspondente molde externo, E, de carapaça).

Figs. F-I: *Radnoria carlsi* Owens & Hammann, 1990 da Formação Caliza de Cistoideos ("Cystoid Limestone"), Kralodvoriano (ca. ca. Katiano superior), Cadeias Ibéricas, Aragão, Espanha.

F – DPZ5029, vista dorsal (molde interno de carapaça);

G – DPZ5086, vista dorsal (molde interno de fragmento cefálico);

H – DPZ5084, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cranídio);

I – DPZ5085, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Figs. J-L: *Radnoria humillima* (Barrande, 1852) da Formação Liteň, Wenlock, República Checa.

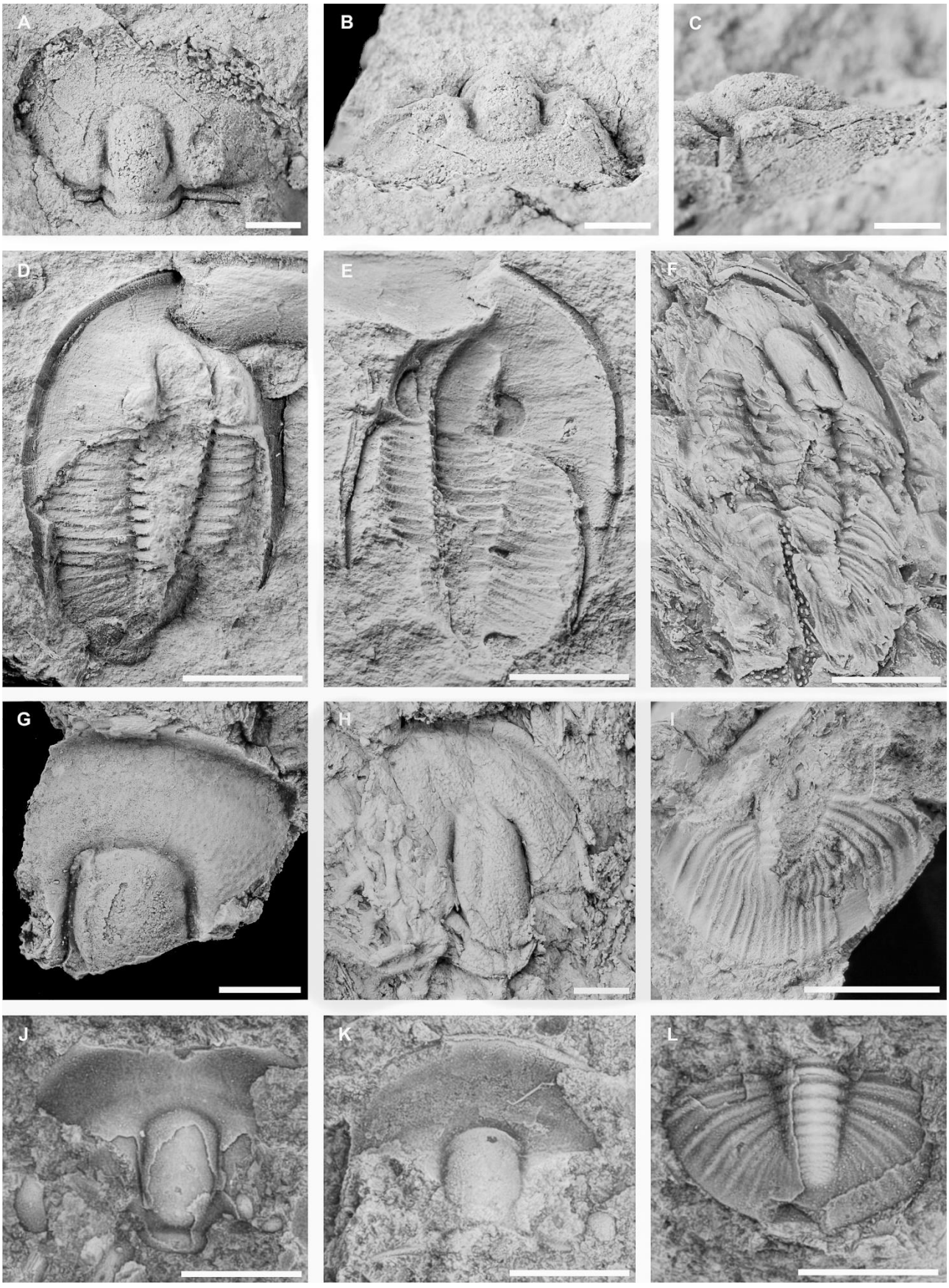
J – NMP-L21461, vista dorsal (molde interno de cranídio);

K – NMP-L21462, vista dorsal (molde interno de cranídio);

L – NMP-L21463, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala das figuras = 2 mm, exceto D-F, I = 5 mm.

Estampa 106



Estampa 107

Figs. A-F: *Nobiliasaphus katianus* n. sp. do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco.

A – MG199 (holótipo), vista dorsal (molde interno de pigídio e molde interno de dobra pigidial desarticulada);

B – MG198, vista dorsal (molde interno de cranídio);

C – MG2826, vista dorsal [molde interno de pigídio; também molde interno de pigídio de *Cekovia loredensis* (Thadeu, 1947)];

D – MG2825, vista dorsal (molde interno de pigídio com superfície dorsal quase totalmente esfoliad,a permitindo observação do molde externo da dobra pigidial);

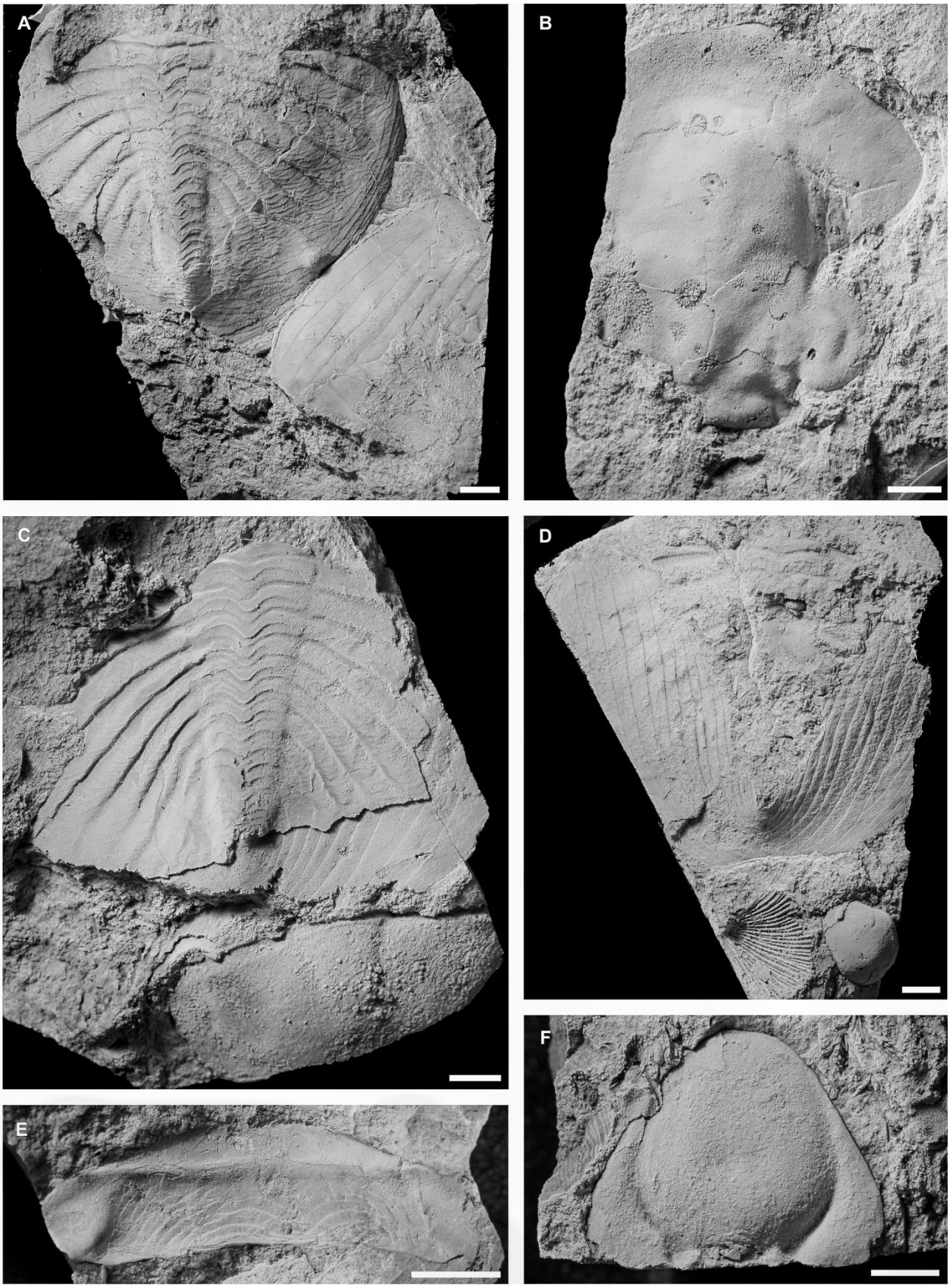
E – MG2824, vista dorsal (molde interno de anel torácico);

F – MG2834, vista ventral (molde interno de hipostoma).
K – NMP-L21462, vista dorsal (molde interno de cranídio);

L – NMP-L21463, vista dorsal (molde interno de pigídio).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 107



Estampa 108

Figs. A-F: *Nobiliasaphus katianus* n. sp. do Membro Leira Má da Formação Porto de Santa Anna, Berouniano superior (ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco.

A – MGUTAD15631, vista dorsal (molde interno de pigídio);

B – MG2831, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de pigídio);

C – MG2827, vista dorsal/ventral (molde externo de pigídio, preservando molde interno de parte da dobra pigidial);

D – MG2832, vista ventral (molde interno de hipostoma);

E – MG2834, vista ventral (molde interno de hipostoma);

F – MG2833, vista ventral (molde interno de hipostoma);

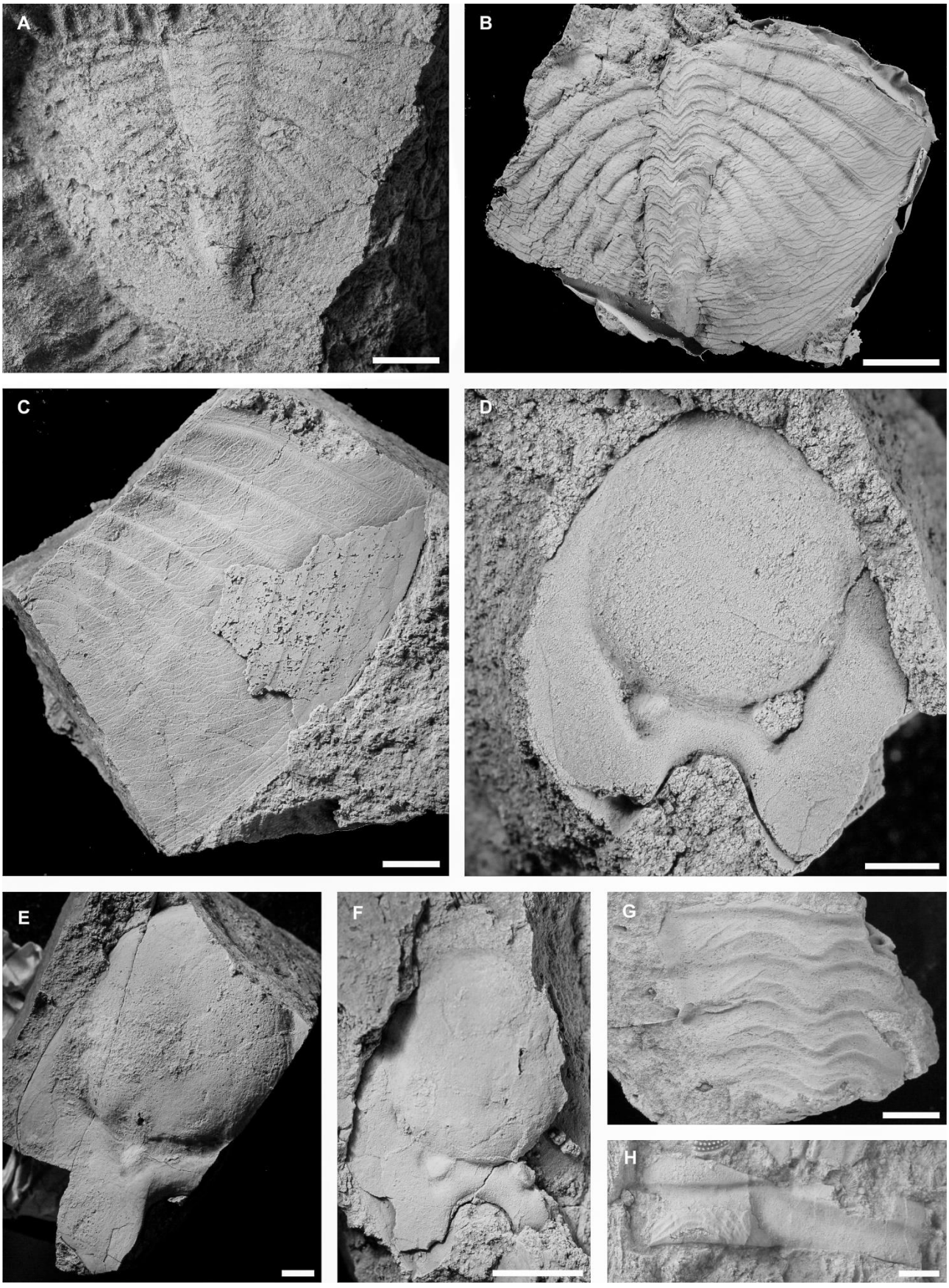
Figs. G-H: *Nobiliasaphus* cf. *katianus* do "Membro Lumaquelas Terminales" da Formação Bancos Mixtos, Berouniano superior (ca. Katiano inferior, Ka2), Espanha.

G – SMF27624, vista dorsal (molde interno de fragmento da ráquis pigidial);

H – SMF27623, vista dorsal (molde interno de fragmento de segmento torácico).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 108



Estampa 109

Figs. A-F: *Nobiliasaphus* sp. do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1), Mação.

A, C – CMP0318, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente externo, C, de cranídio);

B, D – CMP0321, vista dorsal (molde externo, B, e correspondente interno, D, de pigídio);

E – CMH2, vista dorsal (molde interno de pigídio; diferente coloração permite observar o contorno da dobra pigidial).

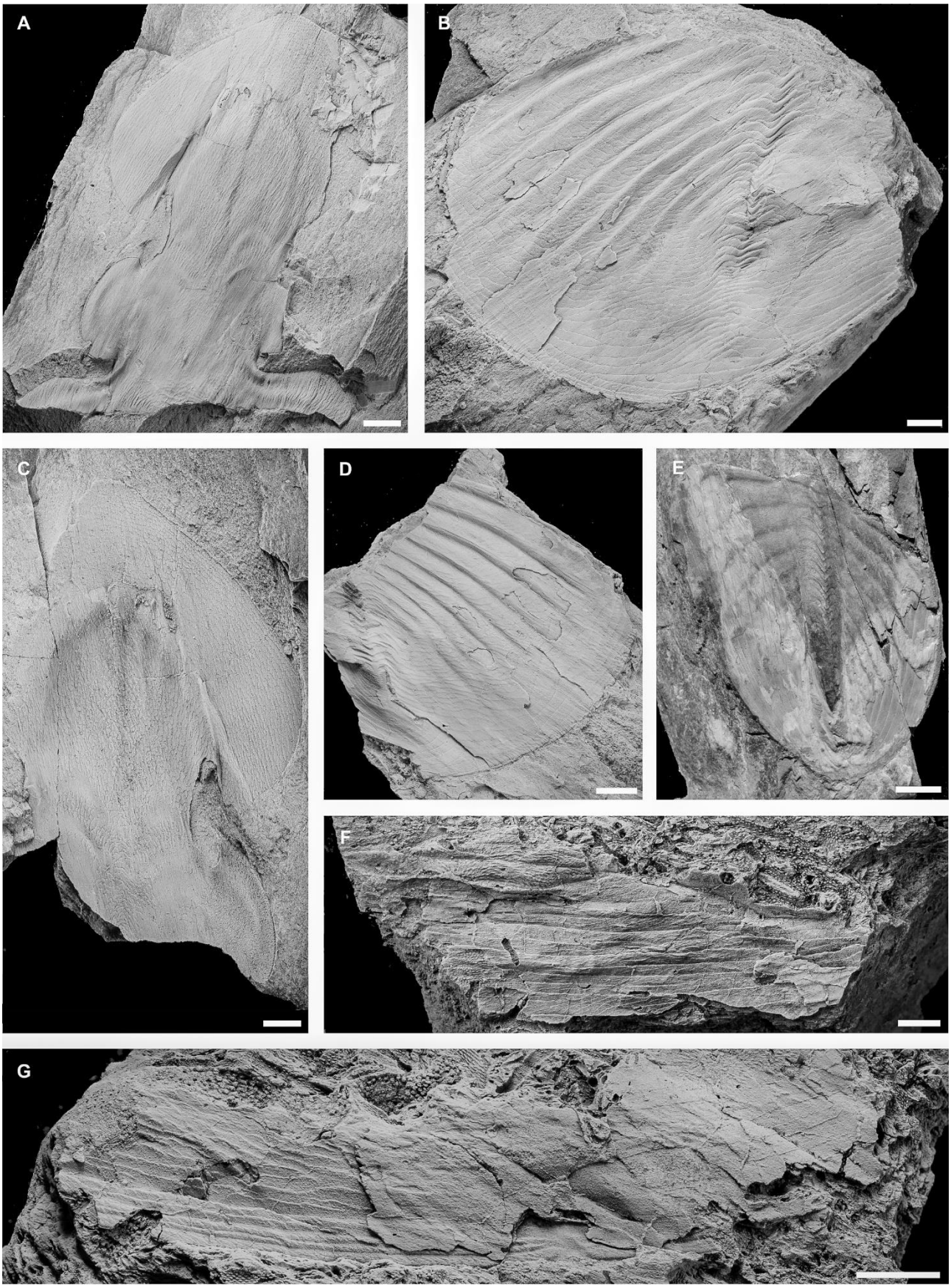
Figs. F, G: ?*Nobiliasaphus* sp. indet.; F, do Membro Poiares da Formação Ferradosa, em Sazes do Lorvão (SAZ-MP-1), Penacova; G, do Membro Riba de Cima, Formação Ferradosa, Kralodvoriano (ca. ca. Katiano superior) em Sazes do Lorvão (SAZ-MRC-1), Penacova, Portugal.

F – MG30610, vista dorsal (molde interno de fragmento com exposição do molde externo da dobra);

G – MG30576, vista dorsal (molde interno de fragmento com exposição do molde externo da dobra).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 109



Estampa 110

Figs. A-I: *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – PMGT013103, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B – PMGT0149, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – MGUTAD15011, vista dorsal (molde interno de carapaça; superfície dorsal librigenal direita esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra librigenal);

D, G – PMGT0122, vistas lateral (D) e dorsal (G) (molde interno de carapaça);

E – CMP0002, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada - posição de muda; superfície dorsal pigidial esfoliada, permitindo observação da dobra pigidial);

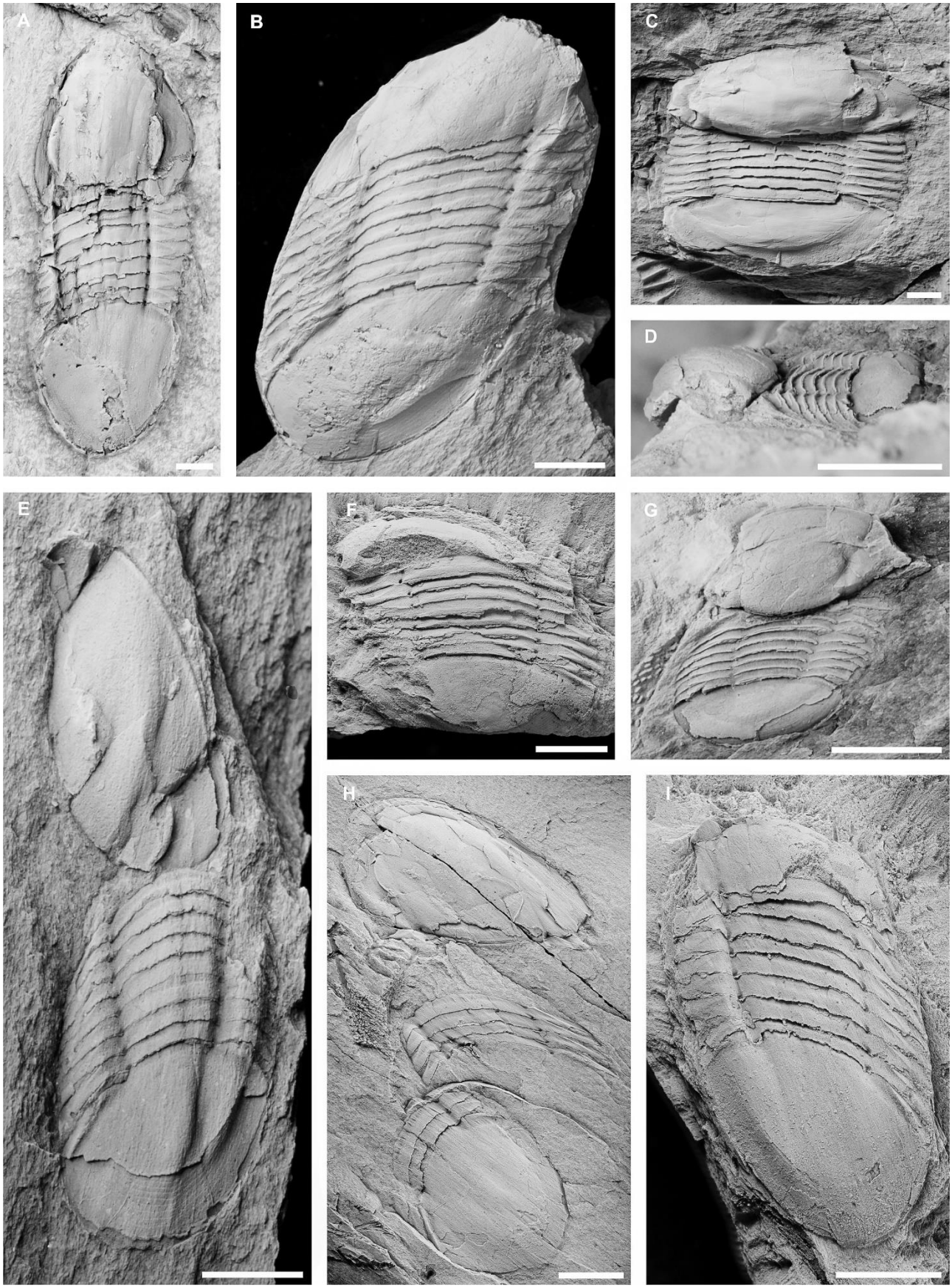
F – CMG0055, vista dorsal (molde interno de carapaça; ráquis pigidial preserva cicatrizes musculares, quase impercetíveis);

H – CMG0022, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada – posição de muda);

I – CMG0086, vista dorsal (molde interno de carapaça).

Escala das figuras = 5 mm, exceto E = 2 mm.

Estampa 110



Estampa 111

Figs. A-F: *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1, CRG-FCP-2 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMG00125, moldes de várias carapaças e escleritos desarticulados;

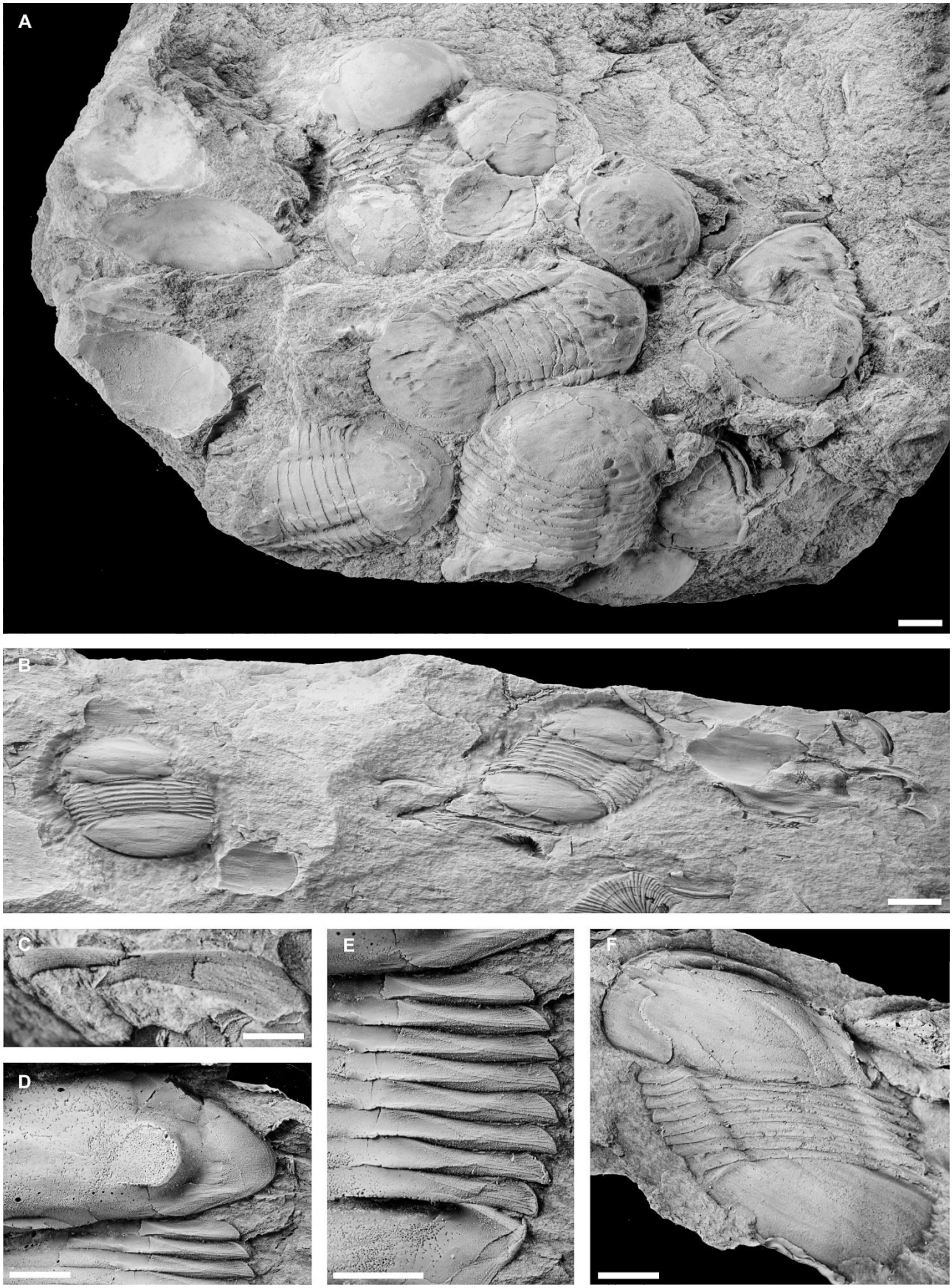
B, C – PMGT0115, vista dorsal (molde interno de duas carapaças e moldes de diversos escleritos desarticulados; C, detalhe de molde externo de dobra librigenal do molde interno de B);

D, E – MGUTAD15011, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça – correspondente ao molde interno de Estampa 31, figura C; D, detalhe da ornamentação da superfície dorsal librigenal; E, detalhe da ornamentação da superfície dorsal das pleuras torácicas);

F – MGUTAD15001, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça).

Escala em todas as figuras = 5 mm.

Estampa 111



Estampa 112

Figs. A-K: *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847) da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – CMG0037, vista dorsal (molde interno/externo de carapaça desarticulada – posição de muda);

B, D – MGUTAD15012, vistas anterior (B) e posterior (D) (molde interno de cranídio);

C – MGUTAD15035, vista posterior oblíqua (molde interno de cranídio);

E – CMP0015, vista lateral (detalhe da superfície visual de molde interno de carapaça);

F – MGUTAD15011, vista dorsal (detalhe da dobra librigenal de molde interno de carapaça, figurada na Estampa 31, fig. C);

G – CMP0002, vista anterior oblíqua (detalhe do rebordo anterior cefálico de contramolde em látex de molde externo de carapaça, figurado o seu molde interno na Estampa 31, fig. C);

H – CMG0002, vista lateral (molde interno de cefalão; preservação da superfície dorsal e librigena parcialmente esfoliada, permitindo observar molde externo da dobra librigenal);

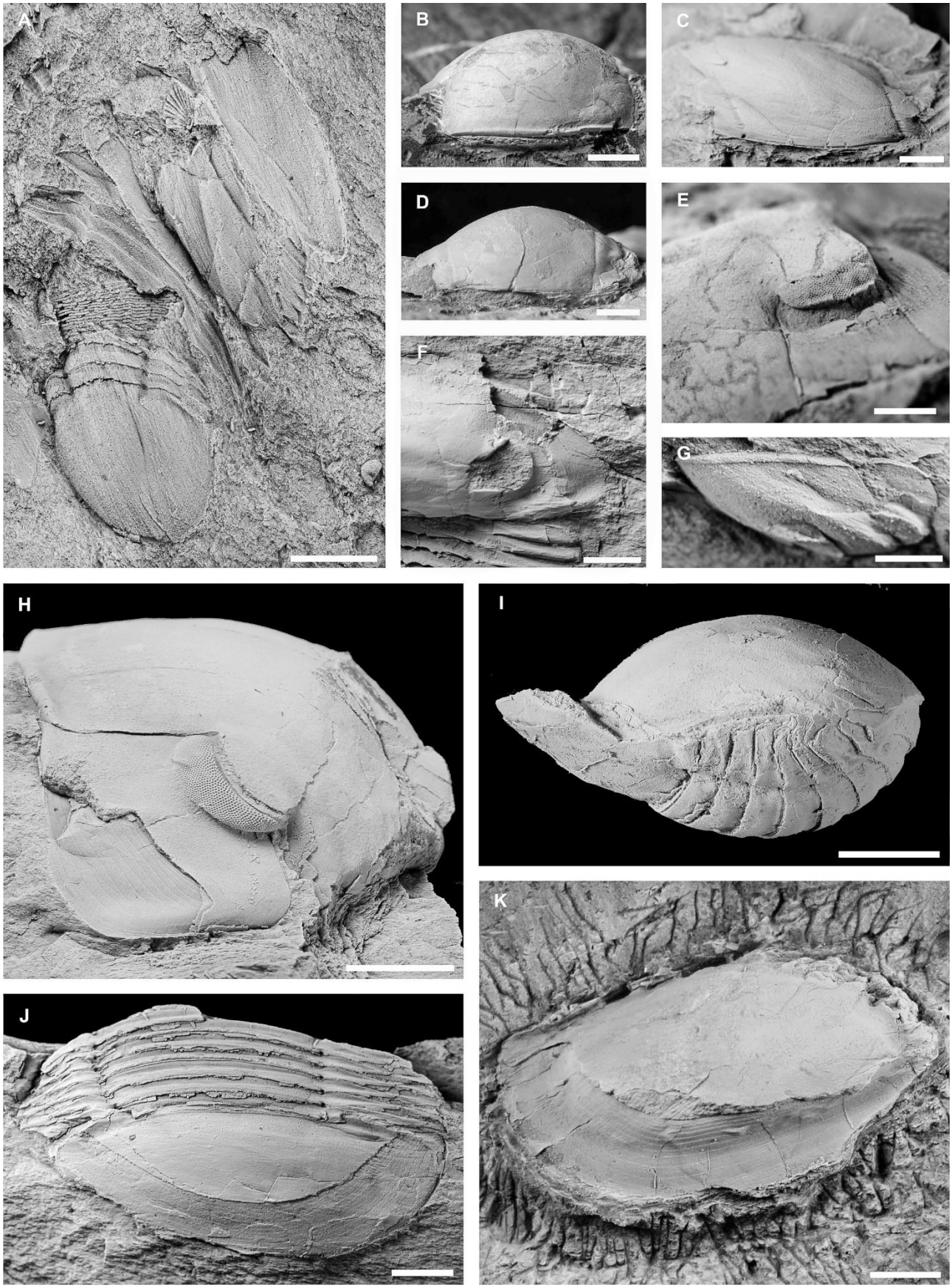
I – CMG0078, vista lateral (molde interno de carapaça enrolada);

J – CMP0003, vista dorsal (molde interno de toracopigídio; superfície dorsal esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra pigidial);

K – MGUTAD15003, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada permitindo observação do molde externo da dobra pigidial).

Escala das figuras = 5 mm, exceto E e G = 2 mm.

Estampa 112



Estampa 113

Figs. A-I: *Armoricania beaumonti* (Rouault, 1847); A-F, da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação; G, I, do Dobrotiviano de Almadén, Espanha.

A – CMP0069, vista dorsal (molde interno de carapaça);

B, C – CMP0064, vista dorsal (molde interno, B, e correspondente externo, C, de carapaça – meraspis grau-6);

D – CMP0076, vista dorsal (molde interno de carapaça – meraspis grau-7);

E – CMP0065, vista dorsal (molde interno de toracopigídio);

F – CMP0117, vista dorsal (molde interno de carapaça);

G – SMF230-1, vista ventral (molde interno de placa rostral articulada);

I – SMF230-2, vista dorsal (molde interno de pigídio; superfície dorsal esfoliada, permitindo observação do molde externo da dobra pigidial e preservação das cicatrizes musculares raquidiais).

Figs. H, J-L: *Armoricania* sp. indet. (Rouault, 1847) da Formação Louredo, Berouniano médio (? Sandbiano superior/Katiano inferior) de Plaheiros (JOR-FLO-C15), Penacova, Portugal.

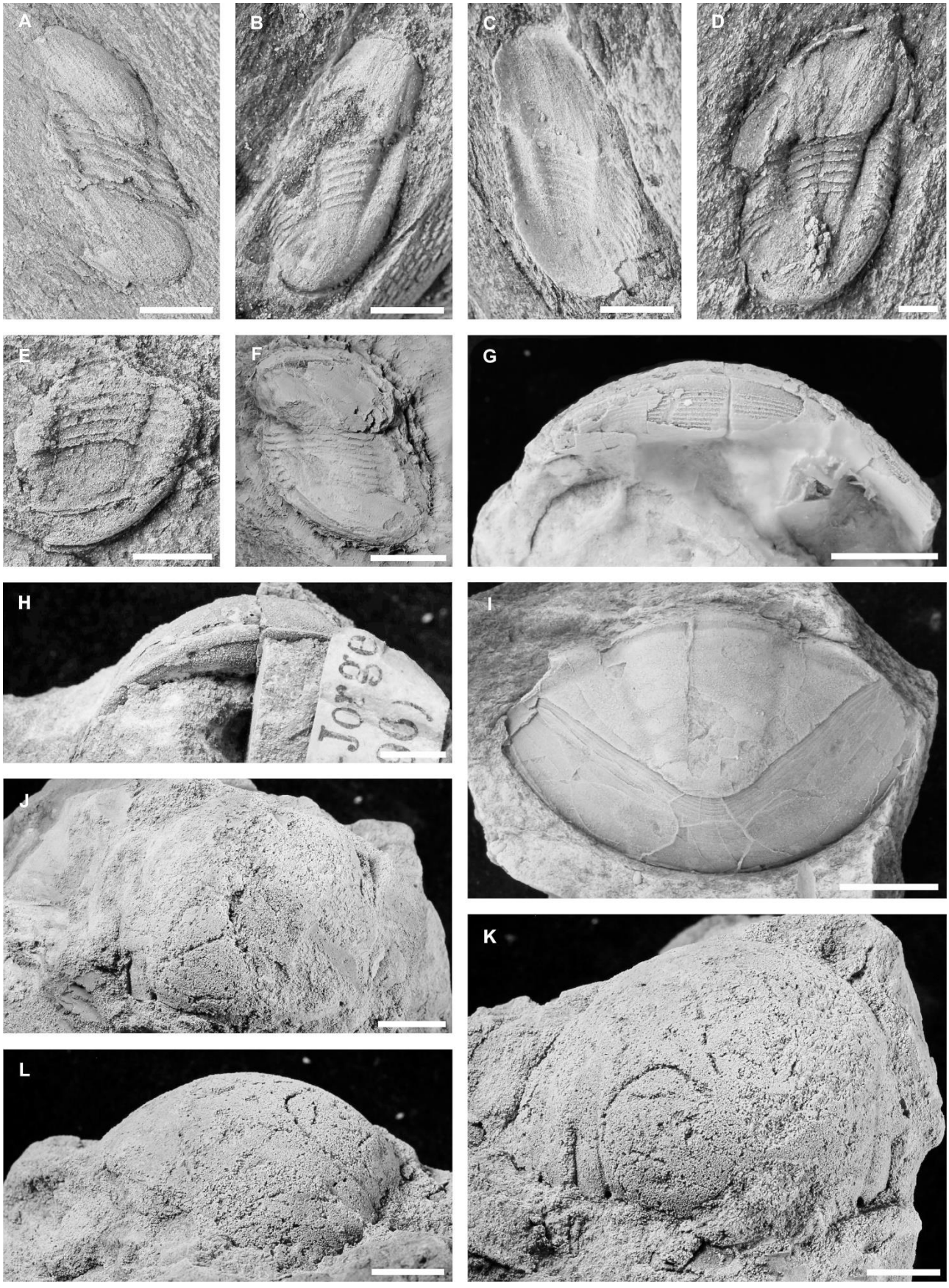
H – MG82-1-001, vista antero-ventral (molde interno de cranídio; observação do rebordo cefálico e placa rostral articulada);

J – MG82-1-002, vista dorsal (molde interno de cranídio);

K-L – MG82-1-003, vistas dorsal (K) e lateral (L) (molde interno de cranídio).

Escala das figuras = 5 mm, exceto A-E = 2 mm.

Estampa 113



Estampa 114

Figs. A-J: *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900) da Formação Louredo, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-FLO-1, LOR-FLO-2, LOR-FLO-5), Buçaco e de Cácemes (CAC-FLO-1), Zuvinhal (ZUV-FLO-C1), Midões (MID-FLO-1; H-K), Palheiros (PAL-FLO-1, JOR-FLO-C15, JOR-FLO-C14) e Sazes de Lorvão (SAZ-FLO-1; F), Penacova, Portugal.

A – MG191-1, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

B, D – MG194, vistas dorsal (B) e lateral (D) (molde interno de cefalão);

C – MG2524, vista ventral (molde interno de fragmento de lamela inferior do limbo);

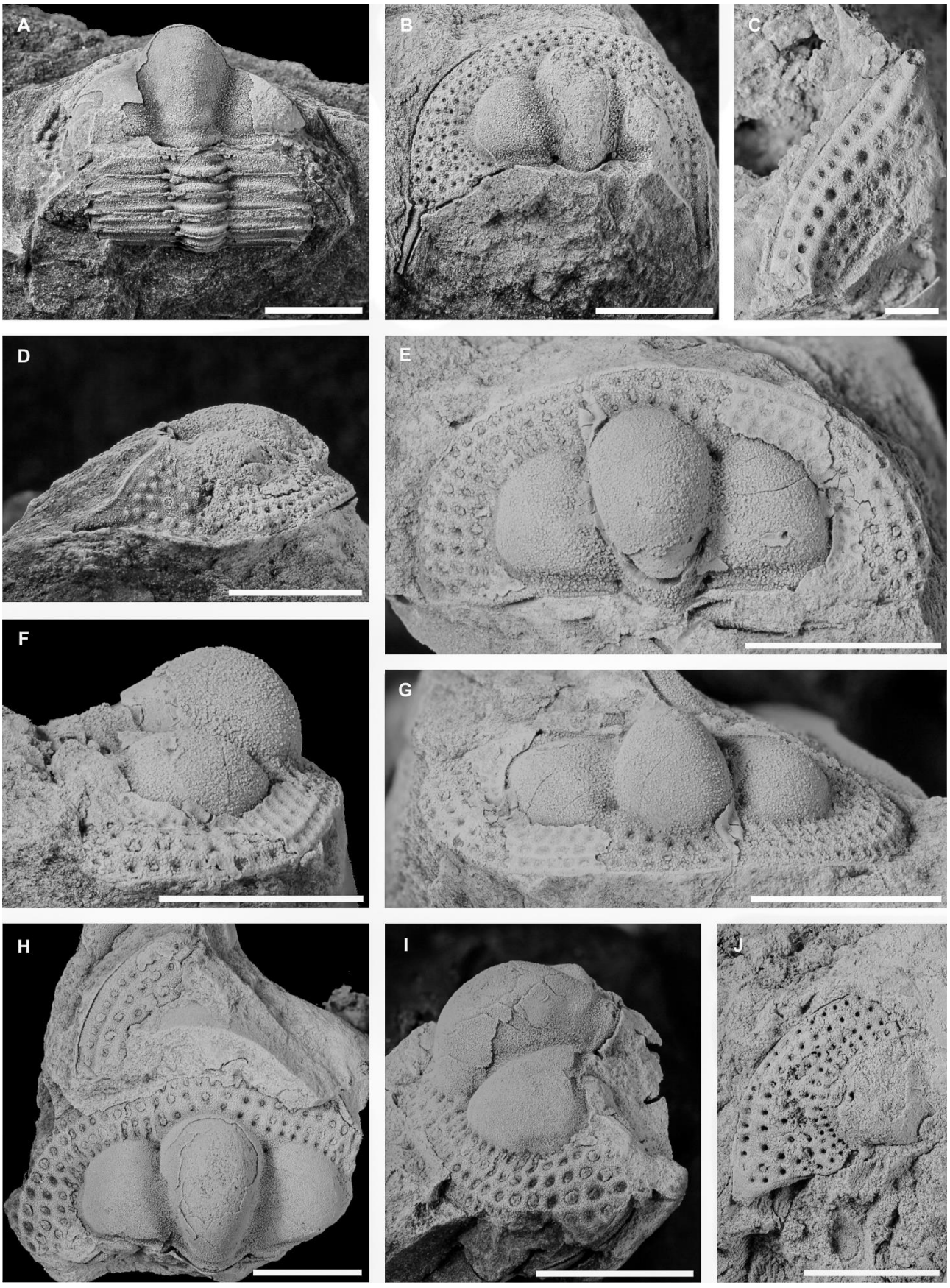
E-G – MG2428, vistas dorsal (E), lateral (F) e anterior (G) (molde interno de cefalão);

H-I – MG191-2, vistas dorsal (H) e lateral (I) (molde interno de cefalão e fragmento de limbo cefálico de outro cefalão);

J – MG82-cam.16, vista dorsal (molde interno de fragmento cefálico).

Escala das figuras = 5 mm, exceto C = 2 mm.

Estampa 114



Estampa 115

Figs. A-L: *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900); A-F, I-J, da Formação Louredo, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior) de Louredo (LOR-FLO-1, LOR-FLO-2, LOR-FLO-5), Buçaco e de Cácemes (CAC-FLO-1), Zuvinhal (ZUV-FLO-C1), Midões (MID-FLO-1; H-K), Palheiros (PAL-FLO-1, JOR-FLO-C15, JOR-FLO-C14) e Sazes de Lorvão (SAZ-FLO-1; F), Penacova; G, J-L, da base da Formação Cabeço do Peão (Camada Favaçal), Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CRG-FCP-2), Mação, Portugal.

A – MG127, vista dorsal (molde interno de cefalão);

B, C – MNHN/U.L.-TP-0087, vistas ventral oblíqua (B) e ventral (C) (molde interno de lamela inferior do limbo cefálico);

D – MHNH/U.L.-TP-0144, vista dorsal (molde interno de cefalão);

E – MHNH/U.L.-TP-0411, vista dorsal/oblíqua (molde interno de pigídio e molde interno de cefalão);

F – MNHN/U.L.-TP-0169, vista ventral (molde interno de lamela inferior de limbo cefálico);

G – MG190, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

H – MGUTAD15547, vista ventral (molde interno de amela inferior de limbo cefálico);

I – In28490, vista dorsal (molde interno de cefalão);

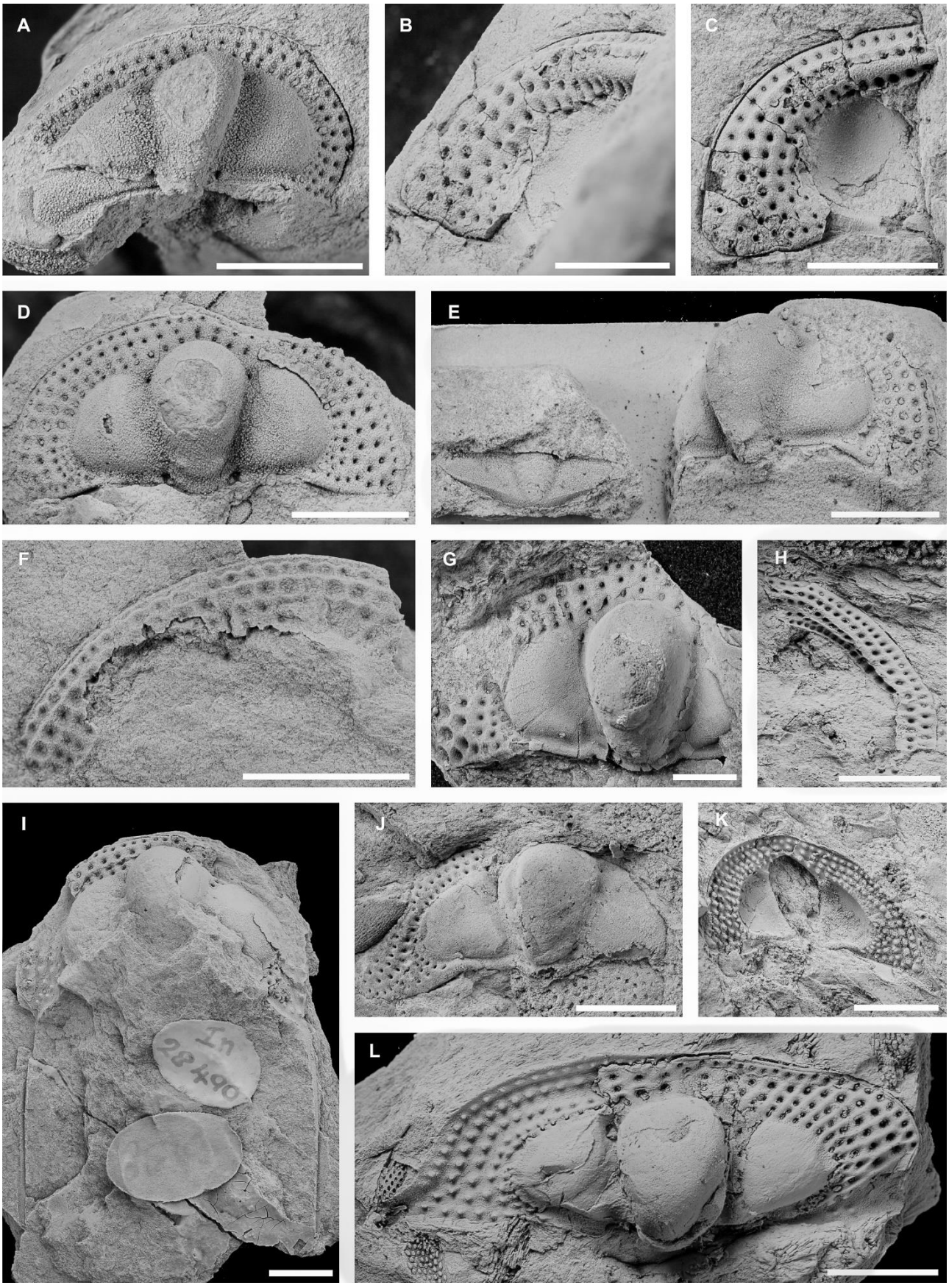
J – MGUTAD15546, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

K – MGUTAD15530, vista dorsal (molde externo de cefalão);

L – CMG0008, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm, exceto D = 2 mm.

Estampa 115



Estampa 116

Figs. A-E: *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Camada Favaçal), Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CRG-FCP-1 e CRG-FCP-2), Mação, Portugal.

A – CMP0146, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

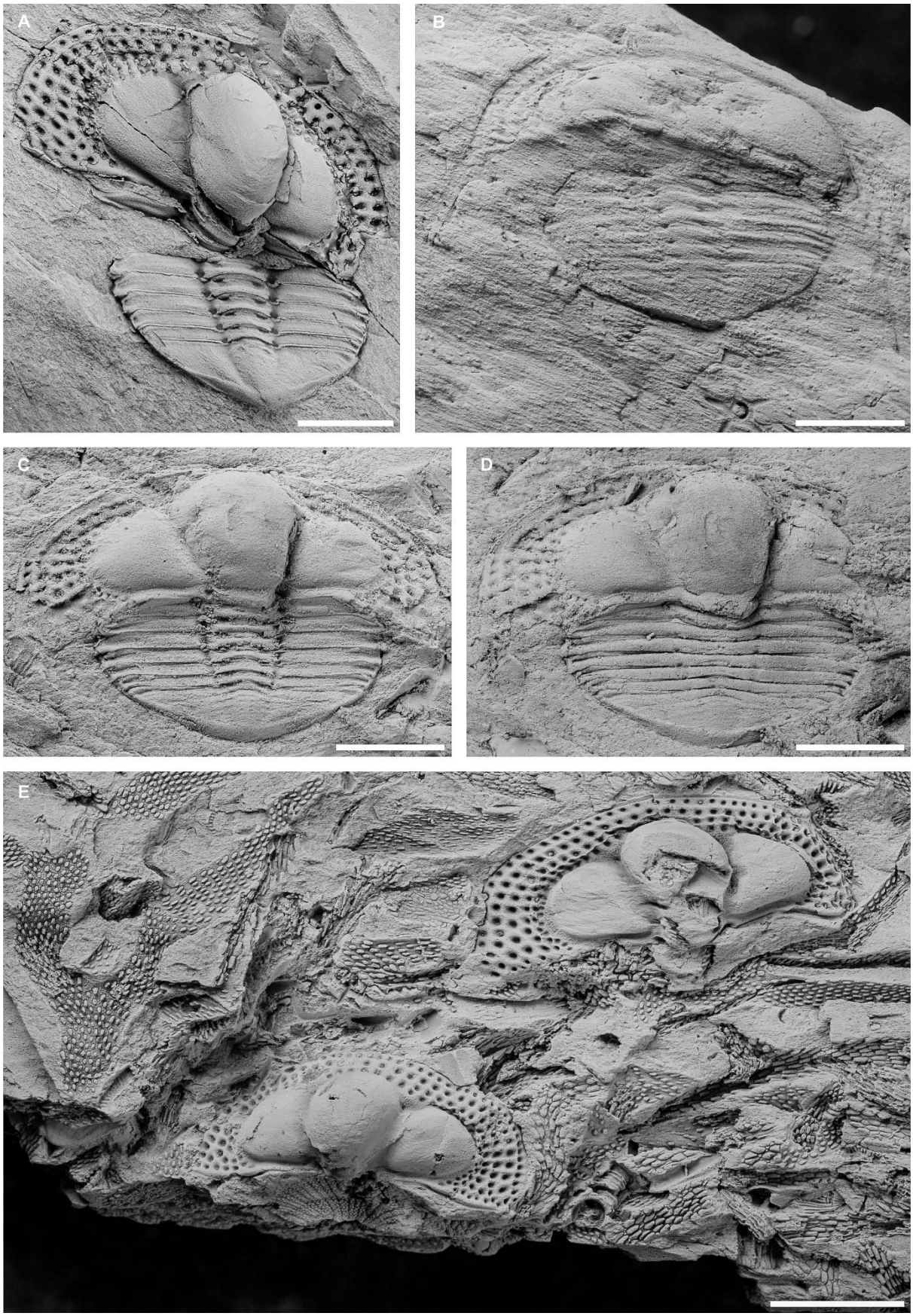
B – CMG0077, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

C, D – CMP0307, vista dorsal (molde interno, C, e contramolde em látex de correspondente externo, D, de carapaça);

E – CMG0011, vista dorsal (molde interno de dois cefalões).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 116



Estampa 117

Figs. A-H: *Deanaspis seunesi* (Kerforne, 1900) do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão (Camada Favaçal), Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira/Pereiro (CRG-FCP-1 e CRG-FCP-2), Mação, Portugal.

A – CMP0148, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

B – CMG0063, vista dorsal/ventral (molde externo de carapaça enrolada);

C – CMP0144, vista dorsal (molde externo de cefalão e molde interno de dois cefalões incompletos);

D, G – CMP0355, vistas dorsal (D) e lateral (G) (molde interno de cefalão);

E – CMP0147, vista dorsal (molde interno de cefalão);

F – CMP0308, vista dorsal (molde interno de cefalão);

H – CMG0010, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Figs. I-L: *Deanaspis* cf. *seunesi* (Kerforne, 1900) da Formação Chão do Amieiral, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), Mós (TMC-VII), Moncorvo, Portugal.

I – MGUTAD15165, vista dorsal (molde interno de fragmento da lamela inferior de limbo cefálico);

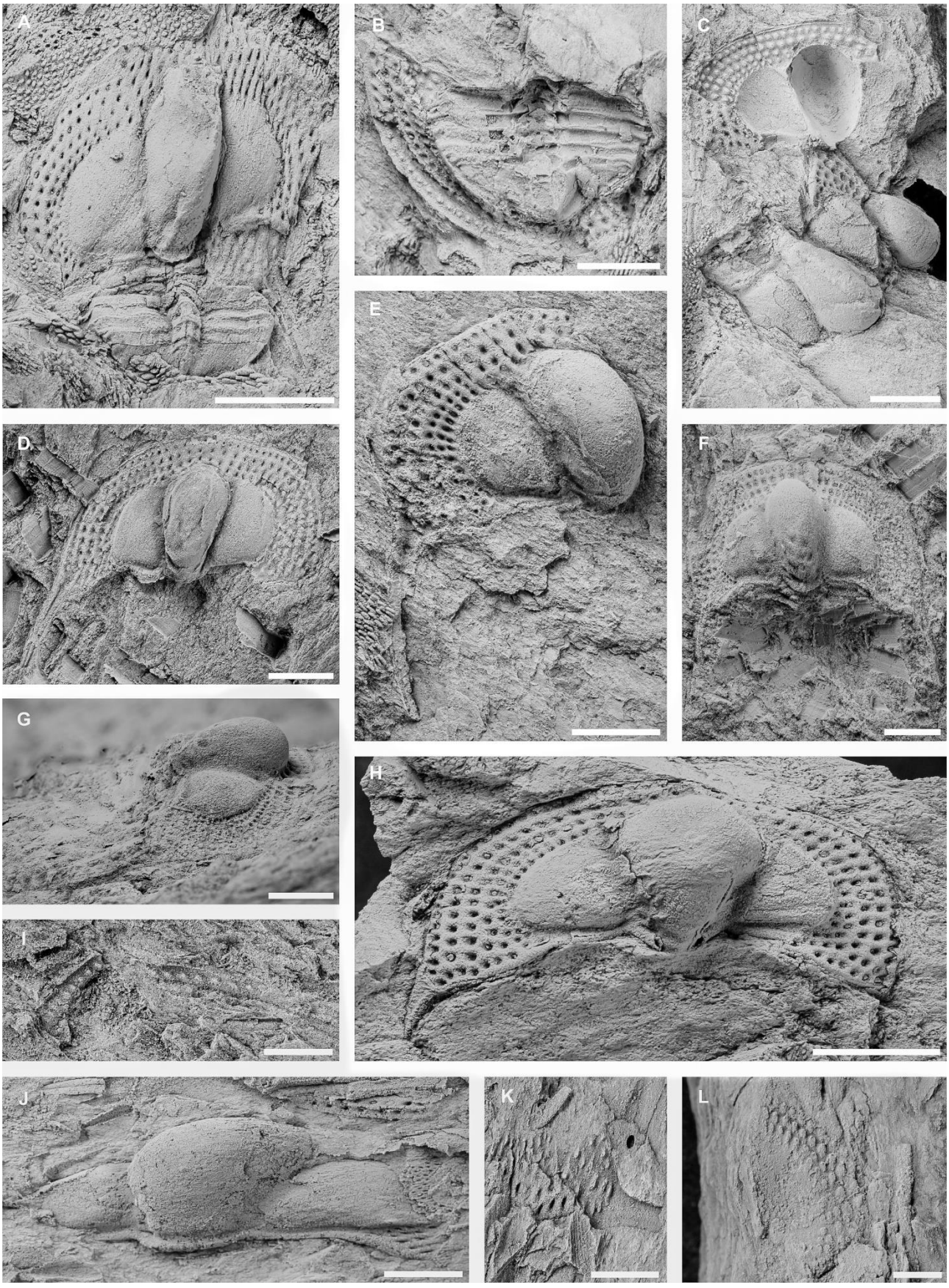
J – MGUTAD15164, vista dorsal oblíqua (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

K – MGUTAD15125, vista dorsal (molde interno de fragmento cefálico);

L – MGUTAD15155, vista dorsal (molde externo de fragmento cefálico).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 117



Estampa 118

Figs. A-H: *Deanaspis* cf. *seunesi* (Kerforne, 1900); A-D, da Formação Louredo, Berouniano médio (? Sandbiano superior/ ca. Katiano inferior), em Cabeço da Achada (ROD-FL-1), Vila Velha de Ródão; E-G, da Formação Louredo (parte alta e ?Membro Vaca) em Monfortinho (VAC-FL-1), Penha Garcia, Portugal.

A – CMP0363, vista dorsal (molde interno de fragmento de limbo cefálico);

B – CMP0362, vista dorsal (molde interno de cefalão);

C – CMP0364, vista dorsal (molde interno de fragmento cefálico);

D – CMP0361, vista dorsal (molde externo de fragmento cefálico);

E – MGUTAD15636, vista dorsal (molde externo de cefalão);

F – MGUTAD15635, vista dorsal (molde interno de cefalão);

G – MGUTAD15637, vista dorsal (molde externo de cefalão incompleto).

Figs. H-O: *Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894); H-J, do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) em Carregueira (CRG-FCP-1), Mação, Queixopêrra (QXP-FCP-2), Penhascoso; K-O, da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) em Monte Cimeiro (MC-FCP-1), Sardoal, Portugal.

H – CMP0145, vista dorsal (molde interno de cefalão);

I – CMG0094, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

J – CMP0336, vista dorsal (molde externo de carapaça desarticulada);

K – CMP0079, vista dorsal oblíqua (molde interno de cefalão);

L – CMP0091, vista dorsal (molde interno de cefalão);

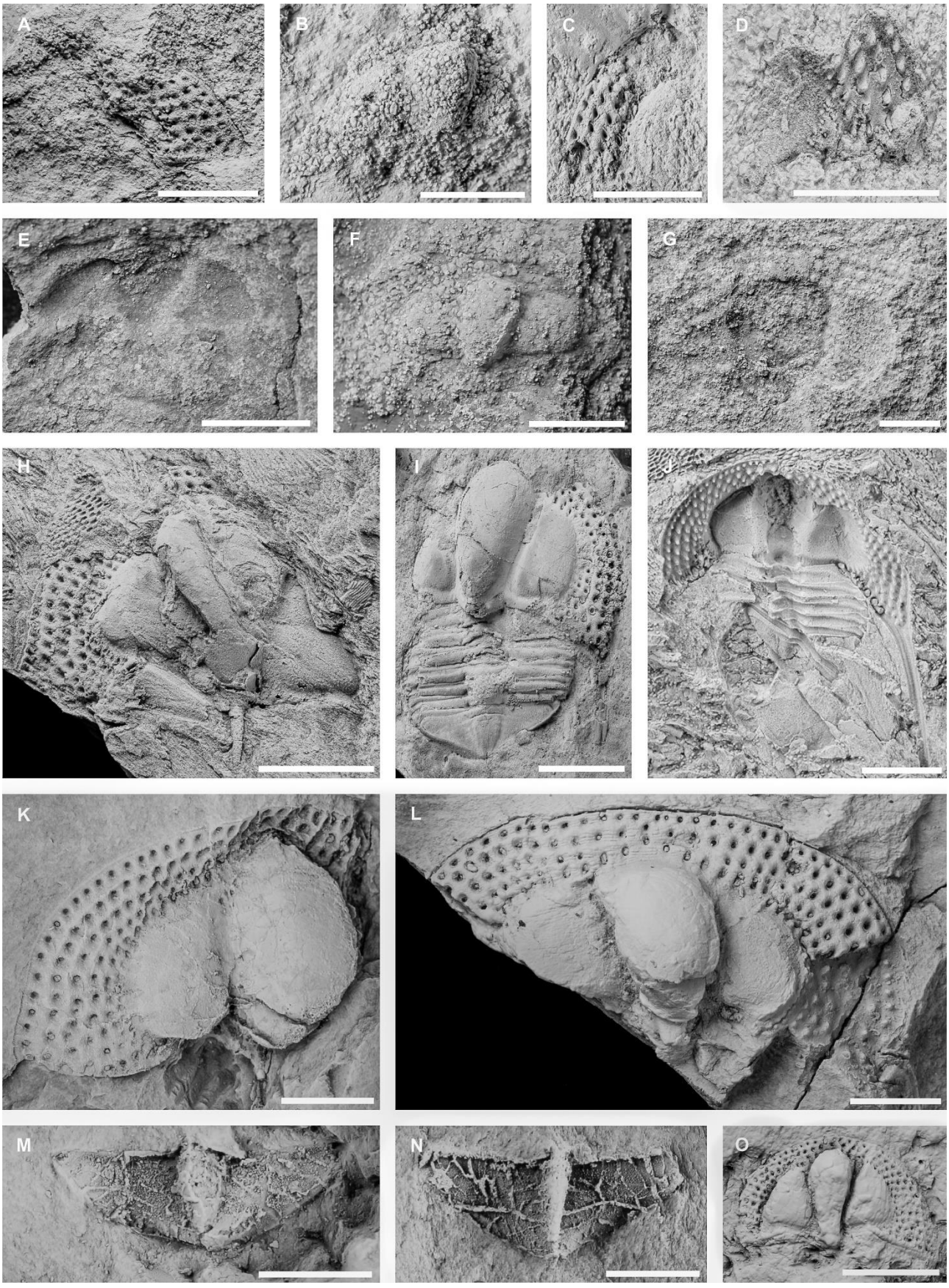
M – CMP0110, vista dorsal (molde interno de pigídio);

N – CMP0111, vista dorsal (molde interno de pigídio);

O – CMP0093, vista dorsal (molde interno de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 118



Estampa 119

Figs. A-D: *Deanaspis grenieri* (Bergeron, 1894) da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) em Monte Cimeiro (MC-FCP-1), Sardoal, Portugal.

A – CMP0113, vista ventral (molde interno de limbo cefálico);

B – CMP0089, vista ventral (molde interno de fragmento de limbo cefálico);

C – CMP0090, vista ventral (molde interno de fragmento de limbo cefálico);

D – CMP0115, vista ventral (molde interno de fragmento de lamela inferior de limbo cefálico).

Figs. E-K: *Onnia? malladai* (Oehlert, 1895) da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal.

E – MG2525, vista dorsal (molde interno de pigídio);

F – MG2524, vista lateral oblíqua (molde interno de fragmento de lamela inferior de limbo cefálico);

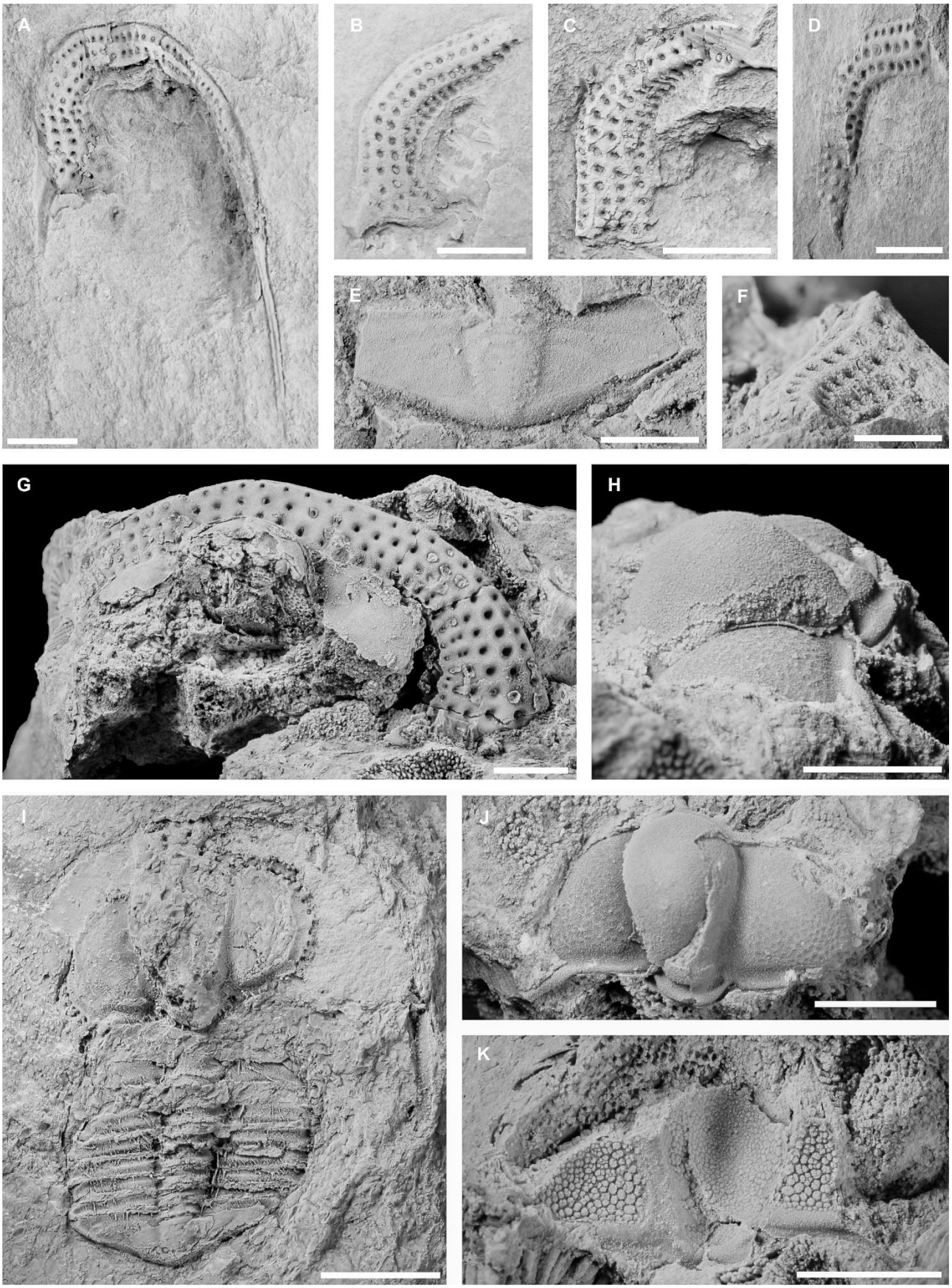
G – MG195, vista dorsal (molde interno de cefalão);

H, J-K – MG196, vistas lateral (H) e dorsal (J, K) (molde interno, H, J, e correspondente molde externo, K, de cefalão incompleto);

I – MG16544, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 119



Estampa 120

Figs. A-K: *Onnia? malladai* (Oehlert, 1895); A-B, da Formação Porto de Santa Anna (metade inferior), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2) em Louredo (LOR-PSA-1 e LOR-PSA-2), Buçaco, Portugal; C-M, da Formação Bancos Mixtos (material-tipo), Berouniano superior (ca. ca. Katiano inferior, Ka2), Espanha.

A, B – MG197, vista dorsal (molde interno, A, e correspondente molde externo, B, de cefalão);

C, E – SMF24828 (holótipo), vistas lateral (C) e dorsal (E) (molde interno de cefalão;

D – SMF24830, vista dorso-anterior (molde interno de cefalão);

F – SMF24840, vista ventral (molde interno de lamela inferior de limbo cefálico);

G – SMF24841, vista ventral (molde interno de lamela inferior de limbo cefálico);

H – SMF24329, vista dorsal oblíqua (molde el látex de molde externo de cefalão);

I – SMF24841-1, vista ventral (molde interno de lamela inferior de limbo cefálico);

J – SMF24841-2, vista ventral (molde interno de lamela inferior de limbo cefálico);

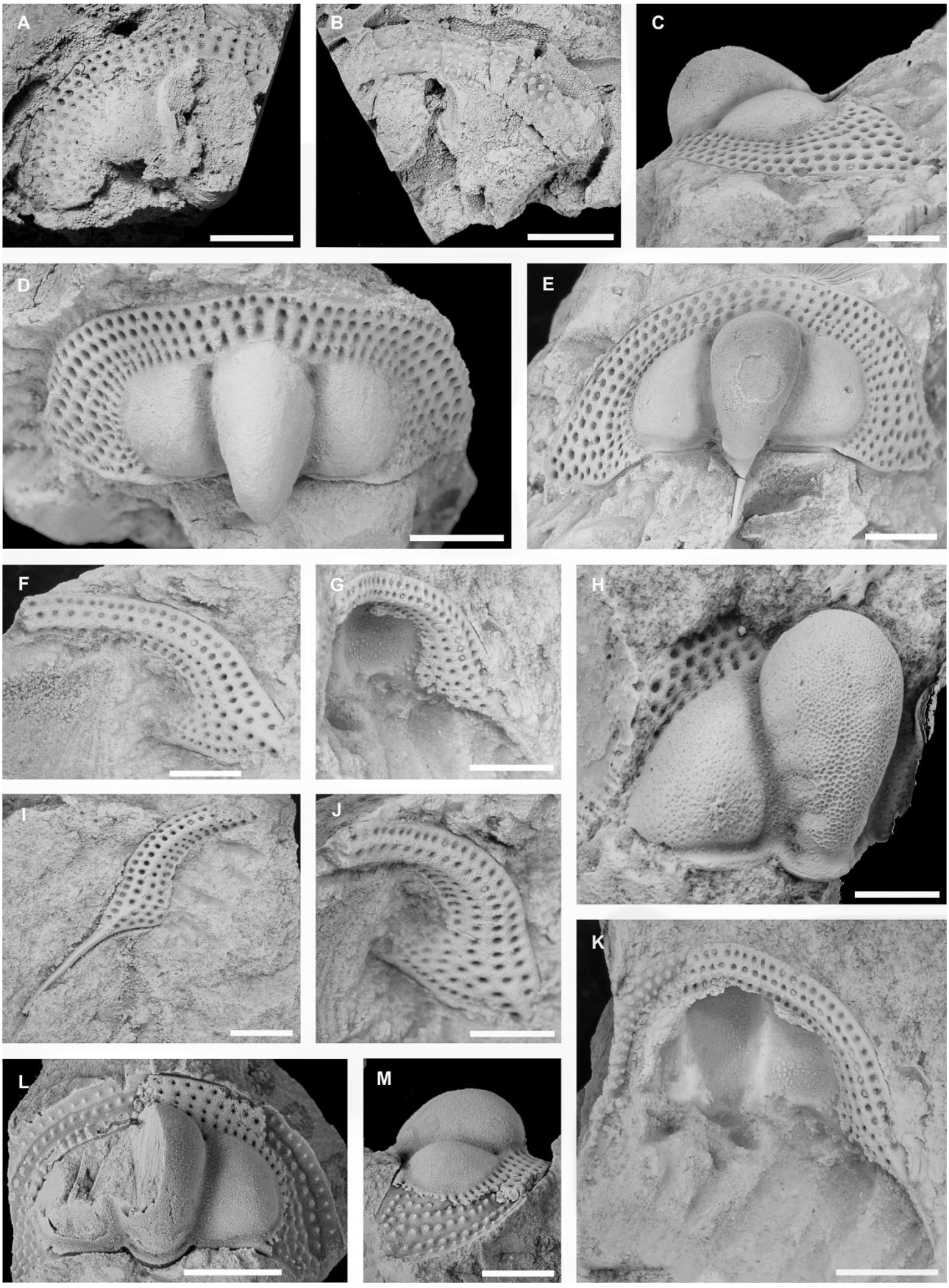
K – SMF24841-3, vista ventral (molde externo de cefalão e molde interno de lamela inferior do limbo cefálico).

Figs. L-M: *Deanaspis vysocanensis* Přibyl & Vaněk, 1980 da Formação Zahořany, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) da República Checa.

L-M – CGS-JV1103, vistas dorsal (L) e lateral (M) (molde interno de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 120



Estampa 121

Figs. A-F: *Eoharpes macaoensis* Romano & Henry, 1982 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MG4483 (holótipo), vista dorsal (molde externo de cefalão);

B – CMP0342, vista dorsal (molde interno de carapaça);

C – CMP0330, vista dorsal (molde interno de carapaça desarticulada);

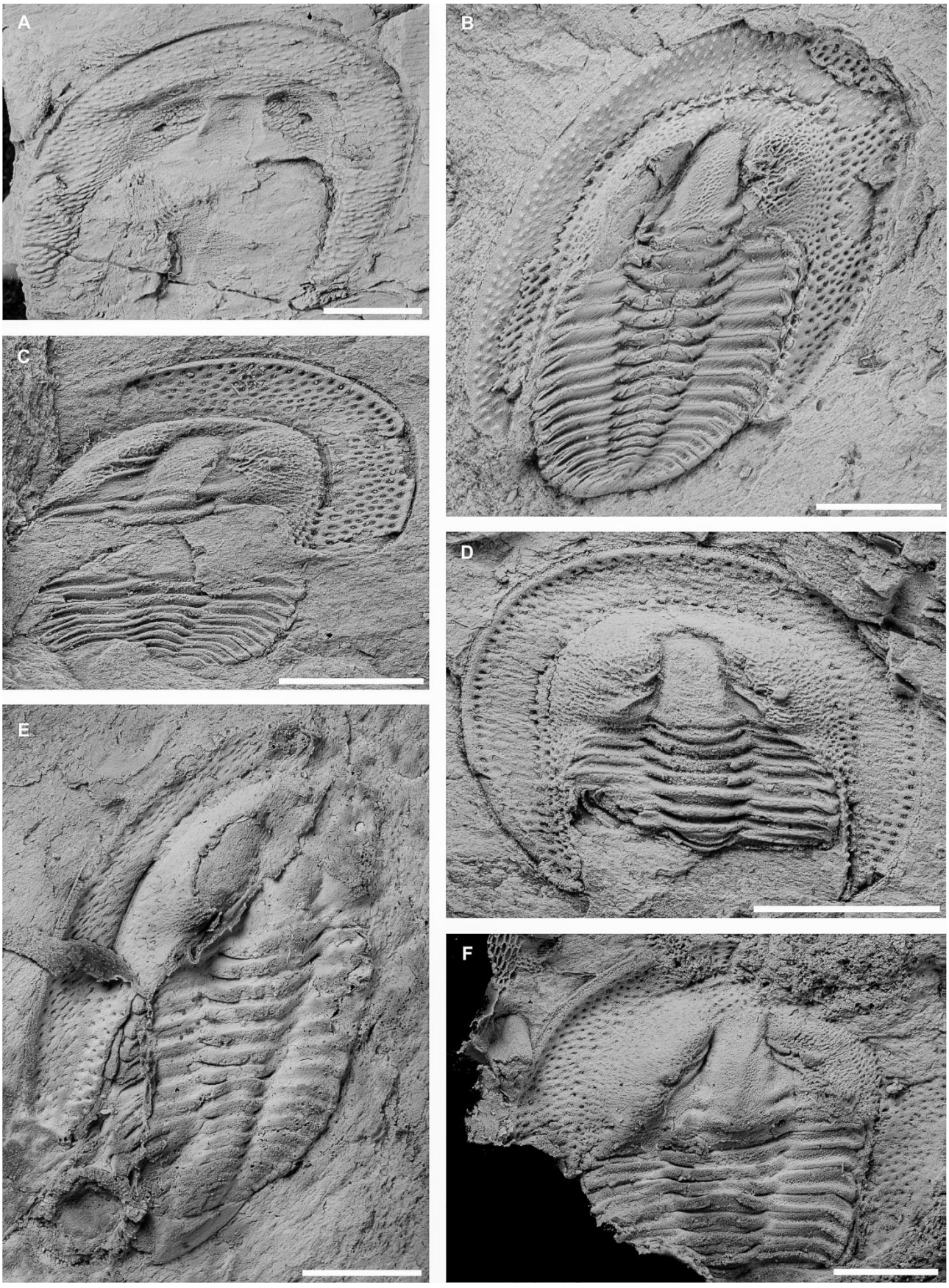
D – CMP0332, vista dorsal (molde interno de cefalotórax);

E – CMG0031, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de carapaça);

F – CMG0065, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalotórax).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 121



Estampa 122

Figs. A-J: *Eoharpes macaoensis* Romano & Henry, 1982 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A – MG4485, vista dorsal (molde interno de carapaça enrolada);

B, D-E – CMP0329, vistas dorsal (B), lateral oblíqua (D) e antero-dorsal (E) (molde interno de cefalão);

C – CMG0018, vista dorsal (molde interno de cefalão);

F – CMG0051, vista dorsal (molde interno de cefalão);

G – CMP0375, vista dorsal [molde interno de cefalotórax; também molde externo de *Vysocania iberica* (Hammann, 1976)];

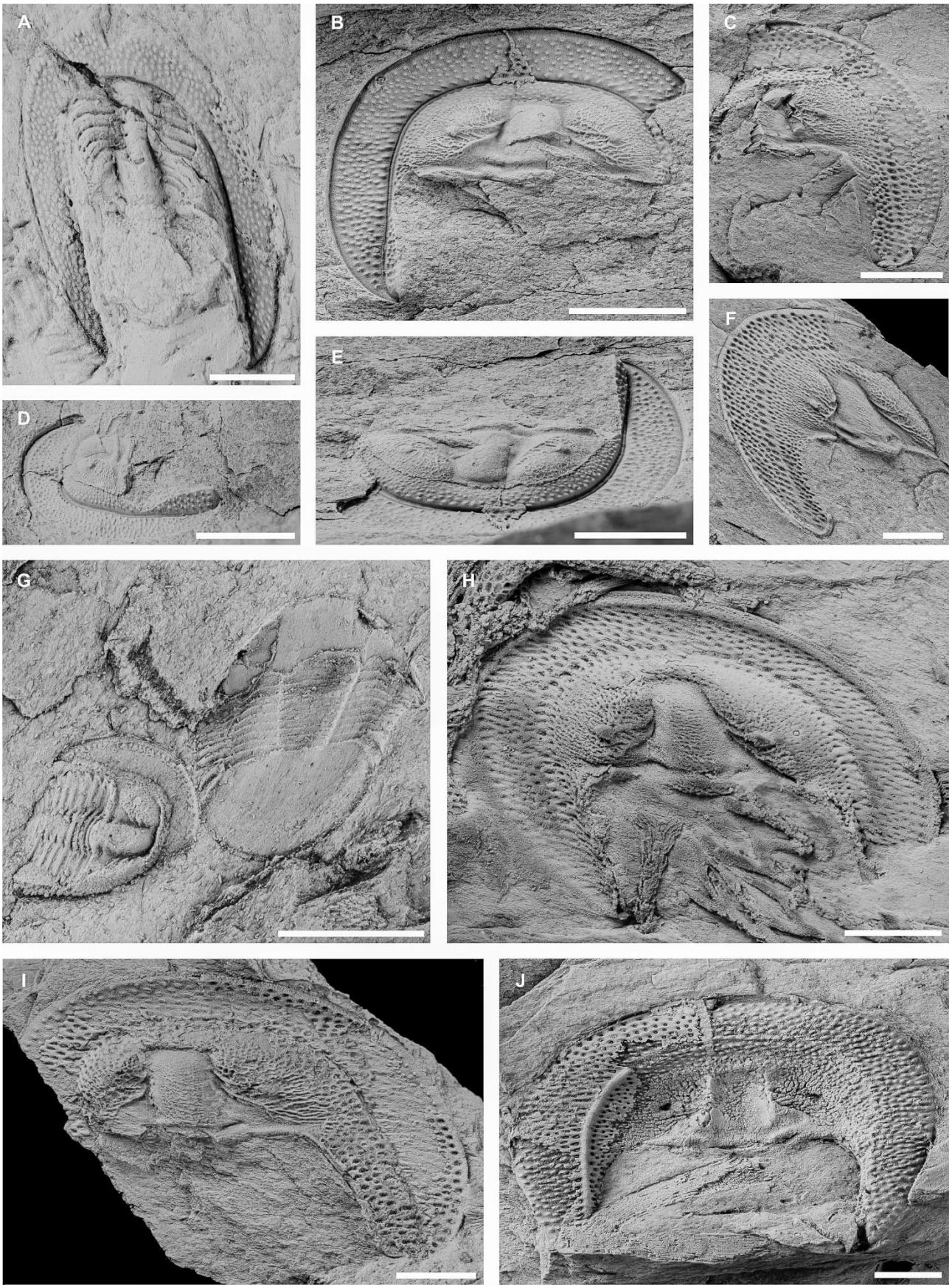
H – MGUTAD15147, vista dorsal (contramolde em látex de molde externo de cefalão);

I – CMG0090, vista dorsal (molde interno de cefalão);

J – CMG0074, vista dorsal (molde externo de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 122



Estampa 123

Figs. A-C: *Eoharpes macaoensis* Romano & Henry, 1982 do Membro Queixopêrra da Formação Cabeço do Peão, Berouniano médio (ca. Sandbiano superior/Katiano inferior) de Carregueira-Pereiro (CRG-FCP-1 e PER-FCP-1), Mação.

A-B – MGUTAD15147, vista dorsal (contramolde em látex, A, de molde externo, B, de cefalão);

C – CMG0092, vista dorsal (molde externo de cefalão).

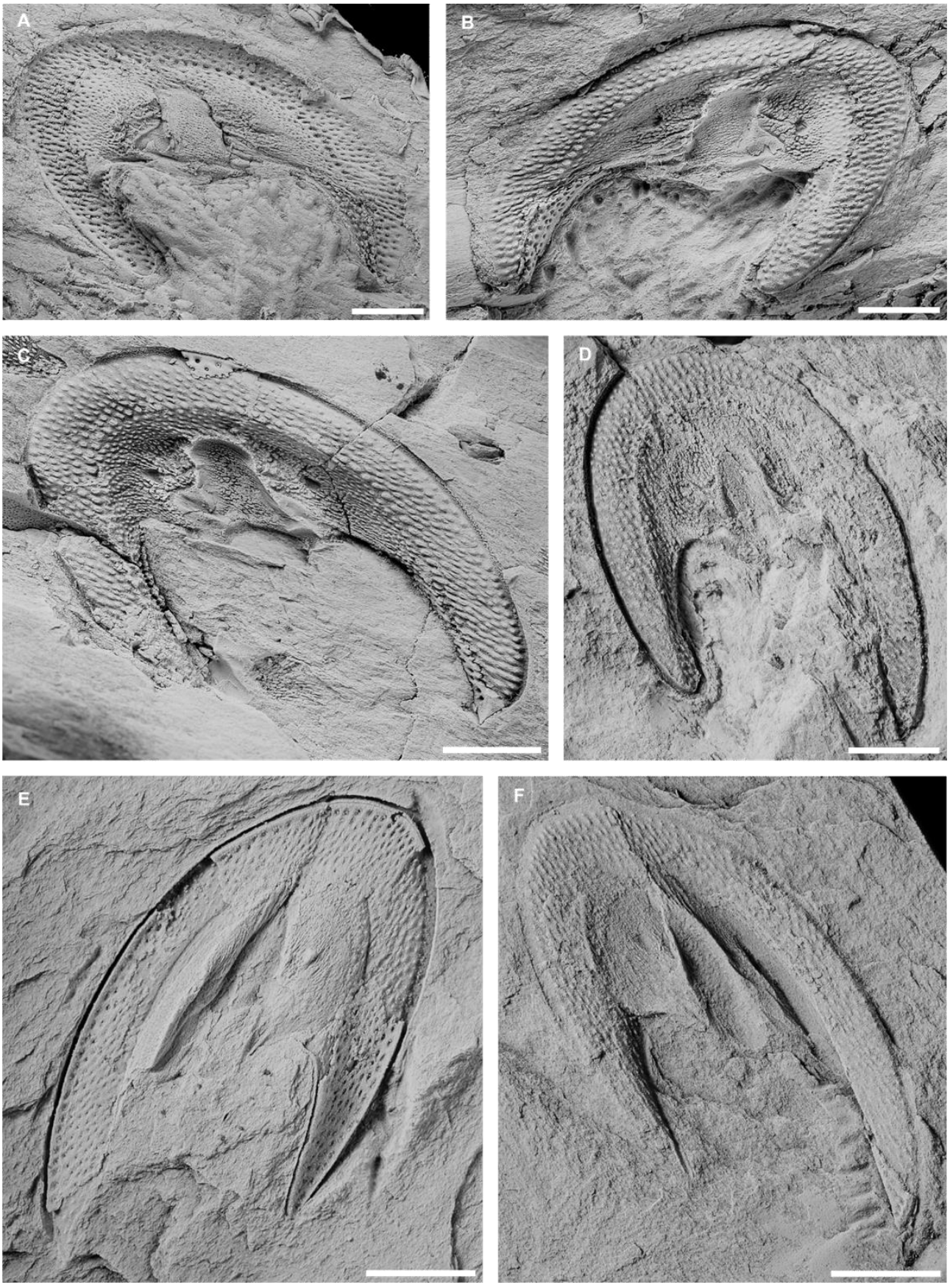
Figs. D-F: *Eoharpes cristatus* Romano, 1975 da Formação Valongo, Dobrotiviano (ca. Darriwiliano superior) de Valongo, Portugal.

D – MG4487, vista dorsal (molde externo de cefalão);

E-F – MG4481 (holótipo), vista dorsal (molde interno, E, e correspondente molde externo, F, de cefalão).

Escala das figuras = 5 mm.

Estampa 123



ANEXOS

Anexo I - Inventário da coleção de Estratigrafia do Ordovícico do Museu Geológico de Lisboa

Anexo II - Inventário das trilobites do Ordovícico de Portugal do Museu Geológico de Lisboa

Anexo III - Inventário das trilobites portuguesas do Museu Nacional de História Natural e da Ciência da Universidade de Lisboa

Anexo IV - Inventário da coleção de trilobites portuguesas de Daniel Sharpe do National History Museum de Londres

Anexo V - Listagem material estudado

Anexo VI - Publicações e participações em congressos