

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



A GEOLOGIA DO PNSACV
CARACTERIZAÇÃO GERAL E PROPOSTA DE
ACTIVIDADES GEOEDUCATIVAS

Rita do Carmo Fortunata Balbino Freitas Costa

MESTRADO EM CIÊNCIAS DA TERRA E DA VIDA

2009

UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



A GEOLOGIA DO PNSACV
CARACTERIZAÇÃO GERAL E PROPOSTA DE
ACTIVIDADES GEOEDUCATIVAS

Rita do Carmo Fortunata Balbino Freitas Costa

**Dissertação orientada pelo Professor Doutor Nuno Lamas
Pimentel e pelo Professor Doutor José Brilha**

MESTRADO EM CIÊNCIAS DA TERRA E DA VIDA

“Se vi melhor e mais longe, foi por me ter apoiado sobre ombros de gigantes...”

Isaac Newton

RESUMO

GEOLOGIA DOPNSACV – CARACTERIZAÇÃO GERAL E ACTIVIDADES GEOEDUCATIVOS

Palavras-chave: Geologia local, Ensino Secundário, TIC, actividades geoeducativas, PNSACV

O Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina (PNSACV) é uma das zonas costeiras europeias mais preservadas, rica em Património Natural. De uma perspectiva geológica, esta área protegida apresenta uma grande geodiversidade, incluindo predominantemente rochas sedimentares do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico, por vezes no mesmo afloramento. Notoriamente bem expostos, encontram – se turbiditos metasedimentares do Paleozóico e sequências carbonatadas do Mesozóico. Os depósitos cenozóicos, apesar de menos frequentes e menos espessos, estabelecem uma estreita relação com a evolução geomorfológica desta área costeira.

Neste trabalho, pretende – se expor os aspectos mais interessantes que podem ser observados no PNSACV, tanto em visitas de estudo organizadas para estudantes do Ensino Secundário, como para o público em geral.

Os sítios – chave escolhidos durante este estudo foram agrupados em três Sectores, de acordo com a localização das escolas secundárias situadas na área do PNSACV. Em cada sítio, muitos aspectos geológicos podem ser estudados.

Materiais pedagógicos, como folhetos, brochura e uma página na internet, podem servir de apoio a estas visitas ao PNSACV. Professores e estudantes podem usar a página da internet como preparação para as saídas de campo e como recurso para actividades a realizar posteriormente.

A realização de actividades que envolvam investigadores, professores e público em geral, podem ser uma ajuda valiosa na divulgação e sensibilização dos cidadãos para a importância da Natureza e da sua preservação para as futuras gerações.

ABSTRACT

PNSACV'S GEOLOGY -GENERAL CHARACTERIZATION AND GEOEDUCATIONAL ACTIVITIES

Key words: Local geology, High school Teaching, TIC, Geoeducational activities, PNSACV

The Portuguese Southwest's Natural Park (PNSACV) is one of the most well preserved European coastal areas, with important natural values. From the geological point of view, this protected area presents magnificent exposure conditions and great geodiversity, including predominantly sedimentary rocks from Palaeozoic, Mesozoic and Cenozoic ages, sometimes in the same outcrop. Specially well exposed are metasedimentary Paleozoic turbidites and carbonate Mesozoic sequences. Cenozoic deposits, although less frequent and thinner, exhibit strong relations with the geomorphological evolution of this coastal areas.

The present work intends to expose the interesting geologic features which may be observed at the PNSACV, envisaging its use for one-day field-trips dedicated to high-school students, as well as for the general public.

The key – sites chosen during this study have been grouped into **three Sectors**, for high-schools located in different areas of the Park. At each site, many aspects may be explored.

Pedagogical materials, such brochures and a web page, would support these field trips. Teachers and students can use web pages as preparation for the field trip and as a resource for post - activity actions. The scientific characterization of the PNSACV geology is crucial not only for the preservation of scientifically unique sites, but also for its use as a teaching tool for high-school students and general public. Moreover, the experience of both in activities with the general public may be a useful help to integrate these approaches in a wider set of programs aiming to raise awareness of citizens for sensibilization of citizens for the importance of Nature and its preservation for future generations...

ÍNDICE

I – Introdução

1. ÂMBITO DO TRABALHO	8
2. OBJECTIVOS	9
3. METODOLOGIA	
4. A ÁREA DE ESTUDO – (PNSACV)	
5. A GEOLOGIA E A SOCIEDADE	11
6. A GEOLOGIA E O ENSINO SECUNDÁRIO	13
7. AS TIC COMO FERRAMENTA DE ENSINO	15

II – Geomorfologia e Geologia do PNSACV

1 – GEOMORFOLOGIA	19
2 – GEOLOGIA	
a) Paleozóico	24
b) Mesozóico	28
c) Cenozóico	39
3 – ROCHAS ERUPTIVAS	45

III – Sectores e suas características

- Sector S. Torpes – Odeceixe	47
- Sector Odeceixe – Vila do Bispo	49
- Sector Vila do Bispo – Burgau	53

IV – Locais de interesse pedagógico do PNSACV

- Praia da Ilha do Pessegueiro	62
- Malhão	66
- Vila Nova de Milfontes	68
- Almogrove	70
- Zambujeira	72
- Aljezur/Amoreira	74
- Arrifana	76
- Carrapateira/Amado	77
- Ponta do Telheiro	80
- Belixe	82
- Mareta / Ponta de Sagres	85
- Burgau	88

V – Actividades geoeducativas

1.Sugestão de visitas de estudo	90
Visita A: Pessegueiro – Almogrove	92
Visita B: Milfontes – Aljezur	95
Visita C: Amoreira – Amado	97
Visita D: Telheiro – Burgau	100
2.Roteiro geológico	103

VI – Considerações finais

BIBLIOGRAFIA

ANEXOS

I – mapas

II – guiões das visitas de estudo (exemplos)

AGRADECIMENTOS

Ao Doutor Nuno Pimentel, orientador desta dissertação, agradeço o apoio, a perseverança, a partilha do saber e as valiosas contribuições para o trabalho. Acima de tudo, obrigada por aceitar o meu ritmo e a pouca disponibilidade que tive para manter uma regularidade laboral ininterrupta.

Ao Doutor José Brilha, co-orientador deste trabalho, pelo apoio que me concedeu na pesquisa bibliográfica realizada e por ter sido uma permanente fonte de inspiração através dos projectos que tem dedicado ao Património Geológico e ao Ensino Secundário.

Ao Dr. João Nunes, director do Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina à data de início desta dissertação, pela disponibilidade em colaborar com informações acerca do PNSACV e pela sugestão de realizar o meu trabalho no âmbito da Geologia do parque.

Ao meu conterrâneo Luís Gil, Presidente da Junta de Freguesia de Porto Covo à data do início desta dissertação, pelos aconselhamentos e pelo estímulo que tanto pesaram na escolha do tema da minha investigação.

À minha sobrinha Rita e ao meu pai, por me terem acompanhado nas saídas de campo e partilhado comigo o prazer da descoberta.

Ao meu colega Armindo Costa, pela ajuda preciosa que deu na estrutura da página web.

Ao meu marido, pelo incomensurável companheirismo e pelos comentários agrídoces, que me lembravam constantemente que tinha um objectivo de vida ainda não concretizado, mas perto de ser atingido.

À minha filha Maria do Mar, por me despertar a vontade de querer saber sempre mais e partilhar com ela a interpretação deste admirável mundo em que vivemos.

À minha irmã Célia, a todos os meus professores, aos meus alunos e outros amores, que me ensinaram a respeitar e a amar o Conhecimento.

A GEOLOGIA DO PNSACV CARACTERIZAÇÃO GERAL E PROPOSTA DE ACTIVIDADES GEOEDUCATIVAS

I – INTRODUÇÃO

1. ÂMBITO DO TRABALHO

A dissertação apresentada tem como âmbito, a viabilidade da aplicação do estudo de aspectos geológicos relevantes, presentes na área do Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina, aos conteúdos programáticos do Ensino Secundário português. Está dividida em cinco partes.

Assim, na primeira parte, são apresentados os principais objectivos e é discutido o conceito de local com potencial geoeducativo, bem como a sua aplicabilidade e métodos de divulgação do mesmo. É também na primeira parte que é feita uma reflexão acerca da utilização das Tecnologias da Informação e Comunicação como ferramenta de ensino. A segunda parte reúne a descrição dos principais aspectos geológicos e geomorfológicos da área em estudo, assim como a evolução da zona ao longo do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico. A terceira parte deste trabalho consta de uma divisão da área estudada em três sectores: Sector S. Torpes – Odeceixe; Sector Odeceixe – Vila do Bispo e Sector Vila do Bispo – Burgau. Esta divisão baseia-se na proximidade das escolas de cada concelho e na unidade geológica que se verifica em cada uma das áreas definidas. A quarta parte compila os aspectos mais notórios da geologia do PNSACV, aplicáveis ao Ensino Secundário. Contém também sugestões de visitas de estudo exequíveis pelos professores e alunos das escolas dos concelhos incluídos no PNSACV, assim como qualquer escola do país. Os locais sugeridos, são os pontos da zona em estudo onde mais facilmente se ajustam conteúdos programáticos à realidade geológica observável. Os sítios escolhidos, estão devidamente localizados em termos geográficos (ver anexos). Em cada um dos sítios, são especificados os aspectos geológicos mais importantes da zona, adequando-os aos conteúdos programáticos do 10º, 11º e 12º anos. Na última parte do trabalho, são apresentados alguns meios de divulgação dos locais com potencial geoeducativo do PNSACV, nomeadamente uma página de Internet direccionada para a consulta de alunos e professores (durante as aulas, na preparação de visitas de estudo ou em casa). Também é

sugerido um guião da visita de estudo para cada ano de escolaridade e, para chegar a todos os cidadãos, é indicado um percurso que tem início em S.Torpes e termina no Burgau, passando pelos principais pontos de interesse geológico do parque.

2. OBJECTIVOS

O presente trabalho tem três objectivos elementares: o primeiro envolve o estudo da Geologia e da Geomorfologia da área que define um dos mais belos parques naturais do nosso país – Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina – e consequente eleição dos locais nele encontrados, com maior interesse geológico. O segundo propósito é a compilação, sob a forma de página na Internet de dados geológicos e geomorfológicos do PNSACV, que se enquadram nos programas de Geologia do Ensino Secundário português. Apesar da área que compreende o PNSACV já ter sido objecto de bastantes estudos de cariz geológico e geomorfológico, estes encontram – se dispersos e restringidos aos meios académicos. Este trabalho tratará de os reunir e seleccionar os aspectos com maior aplicabilidade aos programas de Geologia dos 10º, 11º e 12º anos, o que não invalida a extensibilidade de utilização em cadeiras da área de Geologia, nos primeiros anos de Ensino Universitário.

Esta produção tem também como finalidade a sensibilização do público geral e da comunidade escolar para a preservação dos locais com interesse geológico existentes no PNSACV.

3. METODOLOGIA

i) Consulta bibliográfica e elaboração de um inventário de locais de interesse geológico localizados no PNSACV. A consulta bibliográfica revelou-se fundamental para, entre outros fins, obter uma lista de potenciais locais com valor geoescolástico. A bibliografia consultada reporta-se a estudos feitos sobre os diversos aspectos geológicos e geomorfológicos do parque, nomeadamente a teses de mestrado e doutoramento, cujo objectivo se prende com a investigação de matérias como a evolução da plataforma litoral, os principais acontecimentos que a marcaram ao longo das eras geológicas, a dinâmica actual do litoral, a tectónica desta zona, o magmatismo que nela se encontra, entre outros. Também se revelou fundamental a análise de algumas folhas do mapa geológico de Portugal nomeadamente a folha 7 (à escala 1:200 000) e as folhas 48-D, 51-B e 52-A (à escala 1:50 000). A observação de fotografias aéreas da zona em estudo (todo o PNSACV) foi outra fonte de informação válida.

O inventário compreende a investigação de 12 locais passíveis de serem eleitos como locais de interesse turístico e didáctico, por reunirem objectos geológicos originais que se revelem marcos assinaláveis da evolução geológica do nosso planeta.

ii) Trabalhos de campo. Todos os trabalhos realizados tiveram como principal objectivo a caracterização e classificação dos locais eleitos em termos de conteúdos geomorfológicos e geológicos: enquadramento paisagístico, litologias, estruturas, tectónica, magmatismo, paleoambientes, orogenia, estratigrafia, entalhe fluvial, abrasão marinha, entre outros. Os critérios que permitiram seleccionar os locais eleitos tiveram como base, além da diversidade geológica e a fácil acessibilidade, a adaptabilidade de aspectos geológicos aflorantes para efeitos educativos e integração nos currícula escolares.

iii) Desenvolvimento de produtos. Compilação de textos e imagens sob a forma de página na Internet e guiões. A concepção da página tem como objectivo coligir os aspectos geológicos do parque que se coadunem com os conteúdos programáticos do Ensino Secundário. Assim, serão seleccionadas imagens devidamente legendadas, que demonstrem da forma mais elucidativa, os aspectos que se revelem mais pertinentes nesse contexto. Além de um conteúdo rico em imagens apelativas, pretende-se que a página contenha também pequenos textos informativos acerca dos conceitos que nele serão evidenciados. Desta página também constarão sugestões de visitas de estudo a locais do PNSACV que se revelem compatíveis com os conteúdos programáticos leccionados aos alunos visitantes. As visitas serão planificadas de acordo com a área do parque em que se integram as escolas, para que a sua duração não ultrapasse um dia. Serão então sugeridos diferentes percursos em conformidade com o facto de as escolas pertencerem aos concelhos de Sines de Odemira de Aljezur ou de Vila do Bispo.

Para colmatar o facto de as novas tecnologias, apesar de terem um número crescente de utilizadores ainda não serem utilizadas de forma ecuménica, será de grande utilidade na divulgação da geologia do PNSACV, a concepção de folheto informativo e/ou brochuras, que sugiram um itinerário ao longo de todo o Parque, desde S. Torpes até ao Burgau. Deste material de divulgação – que poderá ser distribuído em pontos de convergência turística (Postos de Turismo, hotéis, restaurantes) – constarão os aspectos mais relevantes da geomorfologia e alguns pormenores de geologia que, pela sua originalidade, justifiquem uma paragem ou uma observação mais atenta por parte de quem se desloque a esta zona do país, num contexto turístico.

4. A ÁREA DE ESTUDO – (PNSACV)

O **Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina (PNSACV)**, por ser um local rico em formações geológicas de interesse, é meritório do desenvolvimento de projectos que contribuam para a documentação do valor patrimonial de determinados sítios chave da moldura geológica que enquadra toda a sua área. Este Parque Natural faz parte da Rede Nacional de Áreas Protegidas e situa-se no sudoeste português, numa faixa paralela ao mar cuja largura varia entre 2 e 10 km. Tem como limite norte S. Torpes (no litoral alentejano) e o seu limite sudeste é Burgau (no litoral algarvio). Cobre uma área de aproximadamente 75.000 ha, que inclui uma faixa marítima de 2 km de largura a acompanhar a Área Protegida em toda a sua extensão. O parque abrange parte dos concelhos de Sines, Odemira, Aljezur e Vila do Bispo. Antes de ser classificado como Parque Natural em 1997, esta zona era já considerada Área de Paisagem Protegida. Foi o facto de terem começado a surgir pressões para uma maior utilização e ocupação desta área, que despoletou a adopção de medidas de salvaguarda dos seus valores naturais, culturais e paisagísticos e uma forte tendência para defender e promover o desenvolvimento sustentado desta região.

O PNSACV está integrado em duas grandes unidade geológicas: a **Zona Sul Portuguesa** e a **Orla meso – cenozóica meridional**. A primeira unidade está talhada na fachada ocidental do parque (entre S. Torpes e Vila do Bispo) em xistos e grauvaques, com bancadas quartzíticas de idade paleozóica, cobertos em áreas extensas por sedimentos plio-quadernários. A unidade de idade paleozóica está muito dobrada e fracturada pela orogenia hercínica. A fachada meridional (entre o Cabo de S. Vicente e o Burgau) é genericamente constituída por rochas sedimentares meso-cenozóicas, carbonatadas ou detríticas. Estas rochas constituem a segunda unidade supramencionada, em geral muito fracturada pela orogenia alpina.

As duas principais unidades geomorfológicas que marcam a paisagem do sudoeste português são a **plataforma litoral** e os **relevos interiores**. Apesar da área do parque só incluir a parte da plataforma litoral, a compreensão da interdependência entre as duas unidades é fundamental para o entendimento de toda a evolução desta zona.

Após a sua individualização – que terá ocorrido já no Cenozóico – a plataforma litoral foi marcada pela alternância de afeiçoamentos continentais e marinhos. Assim se terá originado a forma de arrasamento que encima as arribas de todo o Parque. Sobre esta plataforma de aplanção, encontram-se depositados sedimentos Plio-pleistocénicos (areias e arenitos principalmente). Actualmente, desenvolve-se sobre as várias litologias presentes no

PNSACV, um sistema de dunas activas ou estabilizadas, consoante estão em contacto com as praias ou no topo das arribas marinhas.

Os diversos acidentes tectónicos que ocorreram nesta zona e o entalhe diferenciado da rede hidrográfica, são aspectos concorrentes para a explicação da diversidade geológica e geomorfológica que se verifica ao longo de todo o parque.

Para melhor atingir os objectivos deste estudo, seccionei o PNSACV em três partes: Sector S. Torpes – Odeceixe; Sector Odeceixe – Vila do Bispo e Sector Vila do Bispo – Burgau. Cada um destes sectores, como se verá mais à frente, tem características geomorfológicas e/ou geológicas comuns, em toda a área que os define.

Existem neste parque locais que, pela sua riqueza geológica, são dignos de divulgação e da realização de estudos pormenorizados, passíveis de compilação sob várias formas: Internet, brochuras, guias de bolso, etc... Além disso, o PNSACV é uma zona ideal para serem definidos percursos pedestres ou organizadas visitas de estudo em contexto académico, por se tratar de uma área protegida onde a conservação é prioritária, potenciando o seu valor científico e pedagógico.

5. A GEOLOGIA E A SOCIEDADE

O Homem sempre teve a preocupação de proteger o memorial do seu passado ou seja, o seu património cultural. Só há pouco tempo se começou a proteger o ambiente imediato, o nosso património natural. O passado da Terra não é menos importante que o passado dos seres humanos. **(Carta de Digne, 1991).**

O conhecimento da Geologia de uma região é fundamental para a sua valorização e preservação. Os conteúdos inerentes aos diversos objectos geológicos existentes no nosso planeta são o testemunho dos fenómenos que ocorreram durante a formação e a evolução da Terra. É neles que está escrita a história geológica, desde tempos tão remotos que a presença humana seria insuspeita. Torna-se por esta razão fundamental a compreensão e a preservação deste património, para que tudo o que dele se apreenda possa ser transmitido às gerações vindouras. Estas, saberão certamente potenciar esse conhecimento e inferir soluções para problemas que nos parecem actualmente complexos.

A salvaguarda de sítios de interesse geológico que constituem recursos naturais não renováveis, é fundamental porque os processos que os geraram ao longo de milhares de anos são irrepetíveis. A sua destruição implica insofismável perda de informação **(Chagas, 1993)**.

A sensibilização do cidadão comum para o que é e como funciona a Terra, é urgente e necessária, para que possa ser promovida uma maior participação social no debate e na tomada de decisões implicadas no bem-estar geral de uma sociedade, que se quer ver cada vez mais próxima de alcançar os objectivos da democracia e do equilíbrio com o ambiente.

A sensibilidade do público para a conservação da Natureza está fortemente dependente da sua cultura científica. Resultados de investigação recente, revelam que a maioria da população portuguesa manifesta uma clara relação de distanciamento relativamente à Ciência **(Costa *et al.*, 2002)**. É portanto urgente, tomar todas as medidas que estejam ao alcance dos responsáveis pela divulgação da ciência e pela conservação da Natureza (políticos, professores, investigadores, ICNB, associações ambientalistas) no sentido de alertar o público geral acerca da interdependência existente entre o Homem e o Ambiente. O objectivo comum deve ser o de que, a médio prazo, grande parte da população se consciencialize do papel que desempenha na manutenção do equilíbrio do planeta. Para que tal aconteça, é necessário que a ciência continue a sair dos meios académicos e se imiscua de todas as formas possíveis na vida do cidadão comum, ou seja, se as pessoas não buscam a ciência é premente que seja a ciência a ir ao encontro das pessoas. Este encontro não deve ser feito com a ciência na sua forma mais “pura” mas de uma forma despretensiosa, parca em conceitos científicos complexos, prática e com uma linguagem acessível.

As áreas protegidas constituem locais privilegiados para acções de natureza ambiental. No entanto, é pertinente enfatizar o facto da informação disponível e as actividades propostas nas áreas protegidas se reportarem predominantemente a aspectos biológicos, estando praticamente ausente informação de índole geológica **(Brilha, 2002)**.

6. A GEOLOGIA E O ENSINO SECUNDÁRIO

Em conformidade com os Princípios Orientadores da Revisão Curricular do Ensino Secundário, a disciplina de *Biologia e Geologia* é uma disciplina bienal (10º e 11º anos) que se encontra inserida no plano de estudos do curso Científico – Humanístico de Ciências e Tecnologias.

Dos objectivos estabelecidos para os 10º, 11º e 12º anos no âmbito da Geologia podem destacar – se os seguintes:

- Compreender os princípios básicos do raciocínio geológico;
- Conhecer os principais factos, conceitos, modelos e teorias geológicas;
- Interpretar alguns fenómenos naturais com base no conhecimento geológico;
- Aplicar os conhecimentos geológicos adquiridos a problemas do quotidiano, com base em hipóteses explicativas e em pequenas investigações;
- Desenvolver competências práticas relacionadas com a Geologia;
- Reconhecer as interacções que a Geologia estabelece com as outras ciências;
- Valorizar o papel do conhecimento geológico na sociedade actual.

No âmbito deste programa curricular, a Geologia procura encontrar as leis que regem os diversos fenómenos geológicos e que conduzem à formação de paisagens, de rochas, de minerais, etc., mas por outro lado, também, procura descrever, em termos temporais, a evolução do globo terrestre desde a formação até ao presente. Os programas do 10º e 11º anos respondem, no essencial, ao primeiro destes objectivos; o programa do 12º ano, embora não descurando o primeiro tipo de objectivos, atribui uma maior importância das perspectivas históricas, não só em termos do próprio conhecimento geológico como também uma maior atenção ao desenvolvimento da Geologia como ciência

Uma das finalidades do ensino da Geologia é conduzir os alunos ao exercício de uma cidadania crítica, mas em simultâneo, construtiva e esclarecida, que os leve a questionar as relações entre avanços científicos, tecnológicos e o progresso social. A Geologia desempenha um papel importante nas relações que se estabelecem entre Sociedade e Ciência, contribuindo para o estabelecimento do equilíbrio entre qualidade de vida e desenvolvimento.

Os conteúdos conceptuais previstos nos programas de Geologia do Ensino Secundário foram reformulados em 2004 (10ª e 11ª anos) e 2005 (12ºano) e são disponibilizados *on – line*

no sítio do Ministério da Educação. De todos os conteúdos programáticos os que podem ser estudados na área que define o Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina são os seguintes:

10º Ano

Tema I – A Geologia, os geólogos e os seus métodos

- Princípios básicos do raciocínio geológico;
- Rochas sedimentares, metamórficas e magmáticas;
- Tempo geológico e idade da Terra;
- Mobilismo geológico: placas tectónicas e os seus movimentos;
- A medida do tempo e a idade da Terra.

Tema II – A Terra, um planeta muito especial

- Protecção ambiental e desenvolvimento sustentável
- Desastres naturais e ocupação de áreas de risco;
- Conservação do Património Geológico;

Tema III – Compreender a estrutura e a dimensão da Geosfera

- Vulcanologia e tectónica de placas;
- Sismologia e tectónica de placas;

11º Ano

Tema IV – Geologia, problemas e materiais do quotidiano

- Ocupação antrópica e problemas de ordenamento;
- Principais etapas de formação das rochas sedimentares. Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra;
- Magmatismo. Rochas magmáticas;
- Deformação frágil e dúctil. Falhas e dobras;
- Metamorfismo. Agentes de metamorfismo. Rochas metamórficas;
- Exploração sustentada de recursos geológicos;
- Valorização do património geológico.

12º Ano

Tema I – Dinâmica da Litosfera

- Teoria da Tectónica de Placas;
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas;

Tema II – História da Terra e da Vida

- A medida do tempo e a História da Terra;
- Tabela cronoestratigráfica;
- Geohistória. Evolução paleogeográfica.
- História geológica de uma região.

Tema III – A Terra ontem, hoje e amanhã

- A Terra antes do aparecimento do Homem. Paleoclimas.
- O Homem como agente de mudanças ambientais.

A Geologia do parque, por reunir aspectos relevantes, pode ser objecto de aprendizagem de índole escolar, de divulgação científica e até mesmo turística. O ensino é, sem dúvida, uma área em que o conhecimento da Geologia do PNSACV se revela altamente exequível pois são inúmeros os aspectos geológicos que fazem parte por exemplo, dos conteúdos programáticos do Ensino Secundário e que podem ser observados na área de estudo desta tese.

7. AS TIC COMO FERRAMENTA DE ENSINO

O reconhecimento da importância das TIC (Tecnologias de Informação e Comunicação) na Educação, foi acompanhado pelo desenvolvimento de programas específicos, nomeadamente os projectos MINEVA, FORJA, IVA e EDUTIC (criados em 1986 e coordenados pelo Ministério da Educação) Mais recentemente, em 1996, foi concebido também pelo Ministério da Educação, o Programa Nónio – séc.XXI (Programa de Tecnologias de Informação e Comunicação na Educação). Este programa teve como objectivos o equipamento das escolas dos ensinos Básico e Secundário com material informático, a formação de docentes, o incentivo à criação de *software* educativo e a promoção, disseminação e intercâmbio de

informação sobre Educação (Missão para a sociedade da Informação, 1997). Actualmente, está em vigor o Programa E -escola que visa promover o acesso à Sociedade da Informação e fomentar a info-inclusão, através da disponibilização de computadores portáteis e ligações à internet de banda larga, em condições vantajosas para professores e alunos. A Introdução das TIC nas escolas resulta da ideia de que, futuramente, a capacidade individual de aceder e tratar a informação será um factor determinante para a integração tanto no mercado de trabalho como no ambiente sócio – cultural. A aplicabilidade das TIC a este projecto de divulgação dos locais com interesse didáctico do PNSACV, revela-se bastante profícuo pois tem um potencial enorme de levar a informação a um público geograficamente disperso. Por outro lado, utilização dos meios informáticos é hoje quase imprescindível ao nível do ensino (Básico, Secundário ou Universitário): além de facilitarem a visualização e a compreensão de aspectos geológicos, os conteúdos multimédia tornam-se fortemente apelativos às novas gerações de alunos por possibilitar a integração de recursos não disponíveis em formato tradicionais (manuais escolares), como a animação e o som. Esta motivação constitui um meio de diminuição do insucesso escolar (Comissão Internacional sobre Educação para o séc. XXI, 1996). **Galego e Alonso (1995)** consideram que as aplicações multimédia são actualmente um dos meios de ensino de maior qualidade (...) graças à interacção e à combinação de imagens, gráficos, textos e simulações, aumentando a motivação e o gosto por aprender.

A produção de uma página na Internet sobre os aspectos geológicos do PNSACV com interesse geoeducativo, tem como objectivo criar mais uma ferramenta pedagógica quer para professores quer para alunos. Os docentes, além de poderem utilizar a página como recurso nas aulas, na abordagem de vários conteúdos programáticos, podem consulta-lo para adquirir conhecimentos complementares, de forma a prepararem as visitas de estudo com os seus alunos ao PNSACV.

A utilização deste tipo de materiais como recurso auxiliar dos professores, só poderá ser verdadeiramente profícuo se estes não demonstrarem uma atitude renitente em relação ao seu uso (que se revela bastante elementar) e, por outro lado, não abandonarem outros recursos utilizados convencionalmente. Este material didáctico deve ser considerados mais um recurso, coadjuvante da actividade docente.

A tecnologia hipertexto é apresentada por muitos autores como uma das opções que o professor pode utilizar num ambiente de aprendizagem construtivista. A organização do

hipertexto permite criar estruturas direccionadas para um tipo de aprendizagem mais hierarquizada, em que os conceitos e os conteúdos são organizados do mais geral para o mais específico. O aluno pode explorar e aprender em situações de aprendizagem formal ou informal, ou seja em ambiente de sala de aula ou com orientação do professor, ou noutra local, com a sua própria orientação. De facto, o hipertexto pode proporcionar aprendizagens por descoberta guiada ou por descoberta autónoma o que permite estimular a curiosidade e desenvolver a criatividade e a autonomia dos alunos **(Bolacha, Edite, 2000)**.

O uso destas novas tecnologias permite pois, aos alunos, progredir de acordo com o seu ritmo e as suas necessidades. Neste caso, podem consultar a página criada, cada vez que queiram confrontar os conhecimentos adquiridos nas aulas com aspectos da geologia que podem observar diariamente.

Para os alunos que habitam dentro da área do PNSACV, os aspectos ainda lhes serão mais familiares uma vez que se podem encontrar na página locais que fazem parte do seu quotidiano.

O acesso à Internet tem a grande vantagem de permitir que o professor, o aluno ou qualquer cidadão acendam aos conteúdos que pretendem sem terem que estar confinados num espaço escolar.

II – GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA DO PNSACV

1- GEOMORFOLOGIA

Os dados constantes nesta descrição da geomorfologia da área em estudo tiveram como referência a Dissertação de Doutoramento em Geografia Física de Ana Ramos Pereira, apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, em 1990.

O conceito de plataforma litoral é passível de interpretação dúbia, principalmente no que concerne à génese desta unidade morfológica. Apesar de durante muito tempo se ter admitido que o aplanamento da plataforma litoral se devia ao trabalho do mar ou pelo menos a um retoque marinho (**Ribeiro, 1941; Fernandes Martins, 1949; M. Feio, 1951**), crê-se actualmente que não exista uma relação de interdependência ou de exclusividade entre a perfeição do aplanamento daquela unidade e o poder erosivo do mar até porque o mar progride mais facilmente para o interior numa superfície sujeita a aplanamento continental prévio.

Assim, admite-se que a plataforma litoral é uma área aplanada marginal ao mar e retocada pelo mesmo, sobre a qual se encontram sedimentos mobilizados por esse retoque (**Ribeiro, 1941**). A expressão plataforma litoral passa a ser interpretada não como o equivalente de plataforma de abrasão mas como a superfície plana compreendida entre o mar e os primeiros relevos interiores.

Esta unidade morfológica terá sido alvo de várias fases de aplanamento no Cenozóico (Terciário e Quaternário), testemunhadas por um conjunto de depósitos alternadamente continentais e marinhos (**M. Feio, 1951**). É por essa razão uma área de evolução complexa, alternando episódios de regressão marinha, em que os processos sub-aéreos dominavam com outros em que o afeiçoamento por parte do mar definia a sua morfologia.

No sudoeste português, a plataforma litoral constitui uma banda estreita entre Sines e Lagos, cuja largura varia entre 3 km perto de Odeceixe e 8 km a oriente do Cabo Sardão.

A fachada ocidental da plataforma litoral é delimitada internamente por relevos tectónicos positivos (Serra do Cercal e relevos de Carregoussal- S. Teotónio), e negativos como a série de fossos tectónicos que se estendem de S. Miguel (Odeceixe) à Sinceira. Na fachada sul (Algarve) o limite interior é bem definido pela zona de contacto entre o Maciço Antigo e a Orla Sedimentar meridional.

O episódio geomorfológico que criou a plataforma litoral parece ser contemporâneo do levantamento dos relevos interiores, em condições climáticas particulares. A diferenciação morfotectónica, ao originar desnível entre os relevos interiores e a plataforma litoral, proporcionou a criação de fortes declives na serra e fluxos competentes que evacuavam os materiais. À plataforma litoral, chegavam materiais mais ou menos grosseiros (leques aluviais), que para além do cascalho, continham areia e argila provenientes da erosão da cobertura do bloco levantado. Os fluxos cascalhentos implicam a existência de vertentes desnudadas de vegetação e o ataque erosivo às rochas do substrato. Deve ter sido este episódio – que afectou pelo menos todo o sudoeste do país, o responsável pela elevação conjunta da Serra do Cercal, dos relevos de Carregoussal-S.Teotónio e talvez da Serra de Grândola.

Após a formação dos relevos interiores, a plataforma litoral foi sujeita a um levantamento no sul e balançamento para NW do conjunto ocidental (que pode ser correlativo da própria génese da plataforma litoral). A plataforma meridional individualiza – se da ocidental pelo jogo das flexuras de Maria Ruiva e Barões.

A parte sul da plataforma ocidental, por ter um desnível maior, facilitou a organização pioneira da rede hidrográfica, pela existência de áreas deprimidas tectonicamente (fossos interiores). A rede hidrográfica que se organizou na plataforma meridional, foi orientada pelas áreas deprimidas por carsificação e pelas baixas algarvias.

A evolução Quaternária prosseguiu com a descida relativa do nível do mar, como consequência do levantamento tectónico do continente e do glacio-eustatismo, traduzindo-se na variação da posição da linha de costa, elaboração de níveis de praia, formas e depósitos litorais que lhe estão associados e na continuação do entalhe da rede hidrográfica.

A plataforma litoral deve ter continuado a ser deformada, acentuando – se o balançamento para NW acompanhada pelos afloramentos dos entalhes por abaixamento relativo do nível do mar. A esta deformação associaram – se abatimentos localizados onde o conjunto de falhas NW – SE conjugados com outros de direcção NE – SW definem compartimentos balançados para sul e abatimentos como os que ocorrem em Aivados e Amoreira.

Toda a evolução da plataforma ocidental terá então ocorrido entre a deposição dos leques aluviais e o recuo do mar para um nível abaixo do actual, no Plistocénico inferior a médio. O desenvolvimento posterior da plataforma litoral, resultou das variações eustáticas do nível do mar e do papel da tectónica.

Actualmente, a plataforma litoral encontra-se deslocada tectonicamente (**M.Feio, 1984**) de tal forma que na costa ocidental a sua altitude vai aumentando para Sul entre 2 m em S. Torpes e 130m a Oeste de Vila do Bispo. O aumento da altura da arriba para sul é acompanhado de forma geral, pela diminuição da espessura dos sedimentos plio-pleistocénicos que coroam as formações paleozóicas.

Na costa meridional, o aumento de altitude verifica-se para Este, e varia entre 40 e 120m. Também transversalmente a plataforma mostra grande diversidade. Pode ser uma rampa relativamente inclinada para o mar, uma ou com patamares, uns erosivos outros tectónicos. Na fachada meridional a plataforma inclina para sul.

Com base em diferenças geomorfológicas (relevo, litologia) podem definir-se duas grandes unidades de paisagem no sudoeste português: **Plataforma Litoral Ocidental** e **Plataforma Litoral Meridional**.

A área do PNSACV integrada na **plataforma litoral ocidental** tem como limite norte S. Torpes e é limitada a sul pelo Cabo de S. Vicente. Transversalmente inclina para ocidente; longitudinalmente, inclina para Norte. Estabeleceu-se a partir da abertura do Atlântico com direcção aproximada N-S e é maioritariamente talhada em rochas paleozóicas muito deformadas pelo soco hercínico, cobertas por uma película de sedimentos cenozóicos. São areias, geralmente muito finas, muitas vezes com seixos bem rolados. Estes depósitos cenozóicos de origem sedimentar que surgem ao longo de toda a fachada ocidental, desde o limite norte do PNSACV até ao Cabo de S. Vicente, foram atribuídos ao Miocénico, Pliocénico e Plistocénico.

A litologia da plataforma litoral ocidental atrás descrita (rochas paleozóicas cobertas por sedimentos cenozóicos) é geral para a fachada virada ao Atlântico, com excepção de dois pontos: o afloramento de rochas cenozóicas existente na região da Carrapateira e a partir da praia do Telheiro – onde as formações da base do Mesozóico repousam em discordância angular sobre xistos e grauvaques do Paleozóico – até ao Cabo de S. Vicente. Neste último troço, o Paleozóico desaparece e a plataforma é constituída por rochas sedimentares mesozóicas fracturadas pela orogenia alpina.

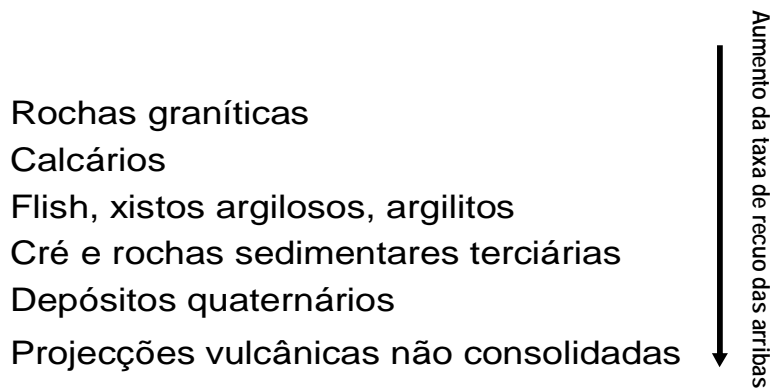
Desde S. Torpes até Odeceixe, a plataforma litoral ocidental é uma superfície relativamente larga e plana, com entalhes incipientes ou ausentes (exceptuando o do Rio Mira), com maior variedade e espessura de depósitos. É limitada a leste pela Serra do Cercal e pelo alinhamento Carregoussal – S. Teotónio.

Entre Odeceixe e a Ponta do Telheiro, a plataforma litoral é uma superfície plana, recortada por entalhes profundos, com uma cobertura descontínua e pelicular de depósitos, limitada por uma série de fossos tectónicos (S. Miguel, Aljezur Carrascalinho, Alfambras, Sinceira).

A **plataforma litoral meridional** corresponde à costa mediterrânica algarvia e a área do PNSACV nela integrada; está compreendida entre o Cabo de S. Vicente e o Burgau. Transversalmente inclina para Sul, longitudinalmente, mergulha para poente. Esta fachada meridional estabeleceu -se a partir da abertura de um braço do mar de Tétis com direcção E-W e é talhada exclusivamente em rochas meso-cenozóicas, com especial destaque para as do sistema Jurássico. Esta plataforma tem um limite interior bem definido, porque é sempre dominada por um rebordo de vigor variável. A vertente interior desenvolve – se no contacto entre os materiais do Maciço Antigo e da Orla Sedimentar meridional (**Ramos Pereira, 1990**).

A parte ocidental do Algarve abrangida pelo PNSACV é bastante diferente da parte mais oriental: enquanto que a primeira é uma superfície plana bem conservada, a outra está muito degradada pelo entalhe da rede hidrográfica e é bastante mais variada em termos litológicos. A principal justificação para a existência de um modelado dissecado que impõe vigor ao relevo desta zona prende-se com o facto das rochas que a constituem terem diferentes graus de resistência.

Os movimentos de massa de vertente ocorrem nos mais variados contextos geológicos e geomorfológicos. Ao longo de toda a área do parque, que é bastante polimorfa e poligénica em termos litológicos, ocorrem múltiplos movimentos de massa, facilmente observados nas arribas litorais. De acordo com **Sunamura (1992)**, a ordem de grandeza das taxas de recuo de arribas consoante a litologia são as seguintes:



Facilmente se deduz, a partir dos valores calculados, que as arribas do parque se encontram tanto mais conservadas quanto menor for a taxa de recuo correspondente à litologia na qual são talhadas. Assim, o sudoeste algarvio talhado em calcários, encontra – se melhor conservado do que a parte das arribas da plataforma litoral ocidental talhada em depósitos quaternários.

De ressaltar no âmbito dos sedimentos cenozóicos, é o facto de existir um grande potencial de regeneração dos sistemas dunares no sudoeste português. Esta é mesmo uma zona onde a regeneração é mais elevada – desde que exista área de fonte de sedimento disponível – uma vez que os ventos que se fazem sentir são abundantes e favoráveis (**Gomes, N; Andrade, C., 2003**).

2.GEOLOGIA

Os dados constantes nesta descrição da geologia da área em estudo tiveram como referência os estudos compilados nas seguintes notícias explicativas:

Notícia explicativa da folha 7;Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000;

Notícia explicativa da Folha 48-D, Bordeira; Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000;

Notícia explicativa da Folha 51-B, Vila do Bispo; Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000;

Notícia explicativa da Folha 52-A, Portimão; Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000

a) Paleozóico

As rochas do Paleozóico que constituem a fachada ocidental fazem parte da grande unidade paleogeográfica **Zona Sul Portuguesa** definida por **Lotze (1945)**. Esta unidade é constituída por rochas de idades devónica e carbónica afectadas por metamorfismo regional de baixo grau. Do ponto de vista estratigráfico a ZSP caracteriza – se por sequências terrígenas de idade pós – Devónico médio a que se seguiu um episódio vulcânico bastante importante durante o Carbónico inferior (**Ribeiro *et al*, 1983**). Divide-se em vários sectores porém, só serão descritos os que se encontram no âmbito deste trabalho, por aflorarem ao longo do PNSACV: o **Sector Cercal-Mira** e o **Sector Sudoeste**.

j) Sector Cercal-Mira composto pelo **Complexo Vulcano – Silicioso do Cercal (Devónico superior – Carbónico inferior)** cuja origem se reporta, segundo **Carvalho (1976)**, à deposição de sedimentos sob a água do mar e à formação de tufos ácidos. Este Complexo Vulcano-Silicioso é ocupado no topo pela Formação de S. Luís, constituída por xistos argilogramosos, filitos, xistos siliciosos, tufitos e lapilli. A Formação de S. Luís tem nos níveis superiores intercalações centimétricas de quartzitos e rochas carbonatadas. **Rochas vulcânicas ácidas** fazem também parte deste sector e encontram-se intercaladas na Formação de S. Luís. Estas rochas de natureza ígnea apresentam texturas vitroclásticas com matriz quartzo – feldespática na qual se destacam fenocristais e feldspato sódico e potássico. Quimicamente estas rochas félsicas correspondem a riolitos e a quartzos – queratófiros.

ii) Sector sudoeste: Deste sector fazem parte a Formação de Tercenas e as Formações de Bordaleta, Murração e Quebradas (que constituem o Grupo da Carrapateira). As fácies predominantemente terrígenas e também carbonatadas que constituem este sector (**Oliveira et al, 1979**) evidenciam uma deposição feita em ambientes pouco profundos (turbiditos).

- **Formação de Tercenas (Devónico superior):** são os materiais mais antigos do Sector Sudoeste. Esta formação aflora apenas nos núcleos dos antiformes de Aljezur e da Bordeira. É constituída por uma alternância rítmica de xistos cinzentos, siltitos e arenitos *bioturbados*, em que a relação argila /areia e a espessura das bancadas aumenta gradualmente dos níveis mais baixos conhecidos para o topo da unidade. As bancadas detríticas apresentam estruturas sedimentares dos tipos estratificação gradada, paralela, entrecruzada associada à migração de ripple e, nos níveis superiores, estratificação entrecruzada planar, dobras sinsedimentares, etc. As características sedimentológicas, sugerem deposição em meio com águas relativamente profundas, passando gradualmente a ambientes mais superficiais e de energia mais elevada (estratificação entrecruzada planar, brechas).

- **Formação de Bordaleta (Tournaisiano, Carbónico inferior):** constitui a base do Grupo da Carrapateira e é formada por xistos cinzentos-escuros nodulares com lentículas siliciosas, contendo pirite. A litologia e o tipo de sedimentação encontrados nesta formação, sugerem que a deposição tenha sido feita em ambiente de águas calmas, em parte redutoras.

- **Formação de Murração (Viseano - Namuriano basal, Carbónico):** também faz parte do Grupo da Carrapateira e aflora nos antiformes da Bordeira e Aljezur. No bordo sul do antiforma da Bordeira, esta formação é constituída na base por xistos escuros com lentículas carbonatadas, passando a alternância de calcários margosos calcários siliciosos dolomíticos e xistos negros piritosos, em bancadas centimétricas ricas em corais e crinóides. Seguem-se novas alternâncias de calcários margosos, calcários detríticos e xistos negros piritosos. No topo há maior predomínio de xistos negros. A espessura da unidade é da ordem dos 50m. Para norte, estas características mantêm-se, embora se note maior espessura das bancadas dos níveis inferiores e maior percentagem de argila nos níveis superiores. Esta formação fornece fósseis de nautilóides, corais crinóides, trilobites, indicando idade compreendida entre o Viseano inferior e o Namuriano basal.

- **Formação de Quebradas (Namuriano, Carbónico):** É a mais recente do Grupo da Carrapateira. A Formação de Quebradas é constituída por xistos negros piritosos e algo carbonosos, com intercalações de calcários siliciosos, horizontes com nódulos fosfatados no topo. Na base, a passagem para a Formação de Murração faz-se gradualmente através de xistos negros e calcários nodulares. Devido à alteração meteórica, os xistos negros tornam-se esbranquiçados e quando mais carbonatados tomam o aspecto de cré. Quando mais ricos em Fe e Mg, tornam-se vermelhos. A elevada percentagem de pirite aponta para que os sedimentos se tenham formado em ambientes calmos e redutores, de águas pouco profundas. A presença de fósseis de goniatites indica uma idade correspondente ao Namuriano.

As formações que constituem o Grupo da Carrapateira afloram desde o Sul da Praia da Arrifana até ao Norte da Bordeira, na parte sul da Praia do Amado e também na parte norte da praia da Murração.

iii) Grupo do Flysch Carbónico do Baixo Alentejo

Sobrepondo-se aos Sectores anteriormente referidos, aflora no PNSACV um conjunto de depósitos turbidíticos designados por **Grupo do Flysch Carbónico do Baixo Alentejo**. Esta unidade litoestratigráfica tem características um pouco variáveis em todo o Baixo Alentejo, sendo por esse motivo subdividido em três Formações – **Formação de Mértola, Formação de Mira e Formação da Brejeira** – de profundidade crescente de NE para SW. Destas, apenas as duas últimas afloram na área do parque, em grandes extensões entre Porto Côvo e Vila do Bispo: a **Formação de Mira** e a **Formação da Brejeira**.

- **Formação de Mira (Namuriano, Carbónico):** a sua característica mais marcante é a dominância de turbiditos finamente estratificados, com baixa relação areia/ argila. Em direcção ao contacto com a Formação da Brejeira, nota-se uma tendência para os turbiditos serem cada vez mais espessos e grosseiros. Esta sequência sugere que esta Formação se tenha depositado em zonas mais longínquas da fonte alimentadora, as quais estariam colocadas predominantemente nos quadrantes norte e leste. Pode visualizar-se no PNSACV desde Vila Nova de Milfontes até ao extremo Norte do Cabo Sardão.

- **Formação da Brejeira (Namuriano médio - Vestefaliano inferior, Carbónico):** é essencialmente constituída por turbiditos e verifica-se que à medida que se caminha para sudoeste os

turbiditos vão sendo mais grauvacóides e a relação areia/argila vai diminuindo. Aflora no PNSACV desde a Praia do Malhão até ao Norte de Vila Nova de Milfontes; desde o Norte do Cabo Sardão até ao Sul da Praia da Arrifana; na Bordeira e desde o Sul da praia de Murração até à Ponta do Telheiro.

Evolução do Paleozóico

Segundo **Oliveira (1988)**, as formações paleozóicas que afloram no PNSACV sugerem as seguintes sucessão de acontecimentos, em traços muito gerais:

- A Formação de Tercenas, atribuída ao Devónico superior é constituída pelas rochas mais antigas (cerca de 360 milhões de anos) que esses conhecem na área do PNSACV. Nessa altura, a região fazia parte de um extenso mar epicontinental bordejando uma área emersa onde ocorria sedimentação detrítica. Neste mar existia abundante actividade vulcânica o que pode ser observado nas rochas do Complexo Vulcano – Silicioso do Cercal que afloram na área de estudo e que são igualmente atribuídas ao Devónico superior.

- No início do Carbónico inferior ocorreu subida do nível do mar mas a sedimentação terrígena manteve – se. As rochas da Formação de Bordaleta testemunham a transgressão marinha que terá então ocorrido, responsável por sedimentação mais ou menos profunda

- Gradualmente passou-se a um regime regressivo que terá permitido a formação de uma plataforma mista argilo – carbonatada (Formação de Murração).

- Deu – se a inversão tectónica da Faixa Piritosa, a NE, passando – se a um regime compressivo que gerou bacias sedimentares profundas. A Formação de Quebradas testemunha o afundamento da plataforma carbonatada.

- As bacias sedimentares profundas foram preenchidas por sedimentos turbidíticos do Grupo do Flysch do Baixo Alentejo – Formação de Mira e Formação da Brejeira.

- O final do Paleozóico é caracterizado pelo levantamento e início do desmantelamento do órogeno hercínico. Os fenómenos distensivos, instalados durante o início do Mesozóico na periferia do Maciço Hespérico, ocasionaram a formação das bacias sedimentares ocidental e meridional. Estas foram afectadas pelas diversas fases que caracterizam a orogenia alpina e que são responsáveis por movimentações tectónicas consideráveis.

Dado que, em toda a Zona Sul Portuguesa, as formações mais antigas aflorantes nos núcleos dos anticlinais são do Devónico superior, supõe-se a existência de um descolamento

na base de cobertura carbónica, que deixa virtualmente sem deformação o soco constituído por terrenos de idade até ao Devónico superior **(Ribeiro e Silva, 1983)**.

Os materiais paleozóicos foram sujeitos à deformação por dois dobramentos que ocorreram na primeira fase de actuação hercínica. Foi contudo a segunda fase de deformação que mais afectou estes terrenos, nomeadamente as Formações de Quebradas e da Brejeira **(D. Carvalho, 1979)**.

A deformação traduziu-se no desenvolvimento de dobras com vergência para SW, às quais se associaram cavalgamentos e carreamentos, dos quais se salienta o Carreamento da Carrapateira. A clivagem xistenta é de plano axial em leque e mergulha para NE, no sector mais setentrional do Algarve, passando a quase horizontal nas proximidades do Carreamento da Carrapateira. Para sul, volta a mergulhar de forma acentuada para NE. Na frente do carreamento, as dobras, frequentemente do tipo “chevron”, têm planos axiais muito deitados, entre a Praia das Quebradas e a Praia do Castelejo, sendo progressivamente mais inclinadas para sul do Castelejo, como pode ser observado nas arribas da região de Torre de Aspa.

Também foi identificada na região da Carrapateira, uma fase posterior de deformação, responsável pelo redobramento das estruturas anteriores, com direcção dos eixos NW-SE e plano axial subvertical. A clivagem de crenulação associada tem ocorrência localizada. A continuação da deformação hercínica produziu o antiforma da Bordeira, com orientação NNE-SSW, e possivelmente desligamentos conjugados com orientação WNW-ESSE e ESSE-WSW. A clivagem xistenta associada, com a mesma orientação e inclinação muito acentuada, está restringida àquela estrutura, sendo praticamente inexistente no exterior do antiforma **(Ribeiro, 1983)**.

b) Mesozóico

Os sedimentos que cobrem o Paleozóico em alguns locais da Costa Vicentina (fachada ocidental), assim como as rochas que constituem a Costa algarvia (fachada meridional), são porções de crosta jovem acrescentada à crosta antiga e constituem as Orlas mesocenozóicas.

O Mesozóico aflora no Parque entre a Praia da Carrapateira e a Praia do Amado (Afloramento da Carrapateira). Ainda no Algarve ocidental, as formações da base do Mesozóico repousam em discordância angular sobre xistos e grauvaques do grupo Flysch do Baixo Alentejo, a qual é bem visível na praia do Telheiro. No Algarve meridional o

Mesozóico é omnipresente através de várias formações atribuídas a diversos períodos desta Era.

O Mesozóico está representado no PNSACV pelas seguintes formações por ordem estratigráfica:

i) Formações triásicas

Afloram a Norte da praia da Carrapateira, na praia da Ponta Ruiva, na Ponta do Telheiro, numa faixa de direcção W – E que se estende entre Vila do Bispo e Raposeira e numa faixa de direcção SW – NE entre a povoação de Figueira e Vale do Boi.

- Arenitos de Silves (Triásico superior, Keuper)

Esta unidade é constituída por depósitos arenítico-conglomeráticos e por pelitos com finas intercalações de siltitos e de dolomitos. Na superfície superior dos leitos areno – siltíticos do topo desta unidade são por vezes abundantes os icnofósseis (pistas, galerias). Estes registos fósseis foram deixados por organismos suspensívoros que se enterravam na vasa e de organismos limnívoro, que viviam em águas pouco profundas.

- Complexo margo – carbonatado de Silves (Triásico superior - Hetangiano)

Deposita – se sobre os Arenitos de Silves formando a unidade **Grés de Silves**. É constituído pelos termos **AB2, AB3 e Pelitos e margas bicolores** de **C. Palain**. A litofácies dominante é formada por pelitos vermelhos e margas com níveis lenticulares de calcário dolomítico (termo AB2). Desde a base da formação o desaparecimento de camadas de arenitos e siltitos é progressivo e faz – se em benefício do aparecimento de leitos de dolomitos. O termo AB3 foi depositado em ambiente marinho, como atestam os moluscos, sérpulas, equinodermes e polipeiros encontrados nestes níveis de idade hetangiana. Este horizonte é constituído por alternância de finas camadas de pelitos e dolomitosossilíferos na base, e por bancos maciços de dolomitos com raros fósseis de moluscos no topo. O Complexo margo – carbonatado de Silves termina por um conjunto de pelitos e margas bicolores que deram fósseis de gasterópodes, lamelibrânquios. Na ausência do termo AB3 os pelitos e margas bicolores não se distinguem do termo AB2. O Complexo margo-carbonatado de Silves é atravessado por basaltos doleritos e basaltos doleríticos, além de tufos básicos, com idade aproximada de 170-180 M.A. que pode ser contemporânea de uma primeira fase de abertura do Atlântico (**P.Tapponier, 1977**).

ii) Formações jurássicas

Afloram na fachada ocidental entre a praia da Carrapateira e a praia do Amado. Na fachada meridional constituem praticamente toda a área do PNSACV, com excepção de uma faixa que se estende entre a praia da Figueira e a praia do Burgau (Cretácico inferior).

- Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche (Jurássico inferior, Sinemuriano):

Formação constituída essencialmente por dolomitos e calcários dolomíticos, maciços e finamente cristalinos ou sacaróides. A espessura da série, difícil de avaliar por estar afectada por numerosas falhas, foi avaliada por **Rocha (1976)**, em cerca de 60m. Na maioria dos afloramentos costeiros, as camadas inclinam cerca de 10° a 20° para E ou SE. Os Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche são cortados por inúmeras formações de génese eruptiva e de natureza predominantemente basáltica.

- Calcários dolomíticos com nódulos de sílex da Praia de Belixe (Jurássico Inferior, Carixiano)

É constituído de baixo para cima por calcários dolomíticos com nódulos de sílex e calcários margosos dispostos em bancadas alternadas; calcários mais ou menos dolomíticos com intercalações de calcários margosos ricos em crinóides e nódulos de sílex avermelhados e negros; calcários finamente cristalinos, com raros nódulos de sílex e superfície superior irregular com braquiópodes e lamelibrânquios.

- Calcários cristalinos da Praia de Belixe (Jurássico Inferior, Domeriano)

A formação é constituída de baixo para cima por calcário finamente cristalino em bancos irregulares pouco espessos ricos em fósseis de ambiente marinho; alternância de calcário branco com fractura conchoidal e calcário margoso amarelo terminando com calcário arenoso amarelo em bancos pouco espessos.

- Calcários margosos e margas de Armação Nova (Jurássico inferior, Toarciano)

Na base, trata-se de uma alternância de margas esverdeadas e amareladas e calcários margosos amarelados, seguidos por bancadas de calcários margosos amarelados. Sobre estes depositaram – se banco – rico em fósseis de macrofauna marinha – de margas alternadas com calcários. No topo esta formação termina por calcários margosos de cor amarelada, em bancadas irregulares.

- Margas acinzentadas e calcários detriticos com *Zoophycos* da Praia da Mareta (Jurássico médio, Bajociano)

Ambas as formações são contemporâneas, distinguido – se pelo facto da primeira ser de fácies lagunar anterrecifal e a segunda de fácies pelágica transrecifal. A formação Margas acinzentadas e calcários detriticos da Praia da Mareta, é constituída por calcários crinóides, calcários oolíticos, brechas conglomerática e termina por um conjunto de margas acinzentadas com nódulos limonitizados. A formação anterrecifal compreende dolomitos cristalinos brancos e rosados aos quais se sobrepõem calcários calciclásticos, calcários oolíticos calcários micríticos e calcários dolomíticos. Esta formação apresenta no topo um karst muito desenvolvido, o que dificulta o seu estudo.

- Calcários margosos e margas da praia da Mareta (Jurássico médio, Batoniano superior - Caloviano)

É constituída de baixo para cima por margas acinzentadas que alternam com leitos centimétricos de calcário castanho avermelhado com pistas; são abundantes cristais de gesso e nódulos de limonite. Segue -se alternância de margas amarelas e calcário margoso da mesma cor, com pistas, em bancadas de idêntica espessura; calcários margosos compactos amarelo – esverdeado atravessados por filões eruptivos. A sequência termina com calcários margosos cada vez mais detriticos para o topo, onde são frequentes fenómenos de escorregamentos contemporâneos da sedimentação.

- Calcários da Praia do Tonel (Jurássico superior, Oxfordiano – Kimeridgiano)

Calcários com nódulos fosfatados e ferruginosos com amonites: São calcários margosos a conglomerados calcários da cor amarelos acastanhados, com nódulos ferruginosos ou fosfatados, fossilíferos, com crinóides, briozoários e amonites abundantes.

Calcários crinóidicos: São calcários compactos, maciços, claros, em bancos espessos, oolíticos e com abundantes fragmentos de crinóides, lateralmente dolomitizados.

Calcários margosos, margas e conglomerados da Praia do Tonel: Calcários margosos, margas com calhaus negros e alguns níveis conglomeráticos, por vezes grosseiros, de elementos calcários, poligénicos. Admite-se que estes níveis possam lateralmente, estar reduzidos a um só nível de conglomerados e, neste caso, assentando directamente no Caloviano.

Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi*: Inclui calcários compactos e calcários margosos, em bancos médios a espessos e raras intercalações margosas, com níveis de “calhaus negros”, lamelibránquios e oncólitos.

- Calcários dolomíticos passando a dolomitos de Sagres (Jurássico superior, Kimeridgiano - Portlandiano)

Calcários compactos mais ou menos dolomíticos, claros, por vezes intraclásticos com gasterópodes e outros fósseis em bancos médios a espessos. A estes, sobrepõem-se dolomitos maciços, cristalinos, amarelados a avermelhados, com passagem de calcário a calcário dolomítico. A espessura é variável consoante a intensidade da dolomitização.

- Calcários com *Anchispirocyclina lusitanica* das Fontainhas (Jurássico superior, Kimeridgiano - Portlandiano)

Calcários e calcários margosos de cor creme em bancos médios a espessos.

A partir do final do Triásico, verifica-se evolução diferente da bacia ocidental desta região relativamente às fácies definidas na orla meridional. A sequência jurássica do **Afloramento da Carrapateira** inclui (**Ramalho in Ribeiro et al, 1987**), da mais antiga para a mais recente:

- Arenitos de Silves (Triásico)

- Margas e calcários margosos (Liásico)

- Dolomias inferiores da Carrapateira (Malm e/ou Dogger)

Dolomitos maciços, em bancos médios a espessos, rosados, de patina cinzenta, fortemente carsificados e inclinados suavemente para sudoeste. Afloram na metade norte do Pontal da Carrapateira.

- Calcários e dolomias da Zimbreirinha (Jurássico superior, Kimeridgiano inferior)

Unidade com cerca de 50m constituída de baixo para cima por dolomitos e calcários, margas cinzento – esverdeadas; calcários compactos claros, acinzentados, depositados em bancadas es

- Calcários e margas de Três Angras (Jurássico superior, Kimeridgiano inferior)

Compõe – se por margas cinzentas; alternância de calcários margosos cinzentos e margas, margas esverdeadas amareladas por alteração, intercaladas com calcários margosos nos quais abundam macrofósseis como coraliários em posição de vida, equinodermes, gasterópodes e lamelibrânquios.

-Tufos vulcânicos, calcários e conglomerados (Jurássico superior, Kimeridgiano inferior)

Formação constituída por calcários dolomíticos cinzentos, conglomerados grosseiros poligénicos, heterogéneos, com clastos de rochas paleozóicas e mesozóicas, e matriz margosa avermelhada Seguem – se calcários amarelos parcialmente dolomitizados e a unidade termina com bancada espessa de aglomerado de tufos vulcânicos alterados.

iii) Formações cretácicas

Afloram desde a Ponta da Almadena até à Praia do Burgau, praticamente sem interrupções em continuidade com o Jurássico superior (**Rey e Ramalho, 1973; Rey, 1983**) constituindo a **Série calco – margosa do Cretácico basal**. É um conjunto de formações correspondendo à base do Cretácico cuja litologia se traduz na alternância de calcários mais ou menos margosos, em camadas de espessura média e margas, siltitos e argilitos com espessuras menores. Estas unidades encontram-se bem expostas nas arribas para leste da Ponta de Almádena, em continuidade com o Jurássico terminal. Para oriente desta ponta, é visível sucessão bastante completa de todo o Cretácico inferior. Para oeste da Ponta de Almádena, as formações cretácicas constituem as arribas que se prolongam até à Praia da Figueira (Budens).

- Calcários, dolomitos, margas e conglomerados margosos, de fácies puberquiana, da Ponta da Almadena (Cretácico inferior, Berriasiano).

Esta unidade corresponde à passagem do Jurássico ao Cretácico em fácies puberquiana, ou seja, do tipo lagunar. Trata – se de bancadas alternadas de margas xistosas negras, calcários cinzentos ou amarelados micríticos, conglomerados com nódulos de calcário e cimento margoso, margas calcárias cinzentas, calcários azulados ou rosados e dolomites amarelas. Nestas bancadas observa – se numerosas estruturas do tipo pellets, birdseyes, oncólitos e calhaus negros. Também se encontram fósseis de ostracodes, gasterópodes, ostreídeos e lamelibrânquios entre outros. Esta formação é atribuída ao Berriasiano (Cretácico inferior) pois contem sequências associadas a ambiente de pântano litoral que correspondem provavelmente a uma regressão do domínio marinho no início do Cretácico

- Calcários oolíticos com *Anchispirocyclina* e Trocolinas (Cretácico inferior, Berriasiano).

Constituída por calcários claros, maciços, calciclásticos e oolíticos e margas esverdeadas. Nas várias bancadas encontram – se inúmeros fósseis entre os quais Trocolinas, ostreídeos,

gasterópodes, lamelibrânquios, miliolídeos e textularídeos. Esta formação é ainda atribuída ao Berriasiano (Cretácico inferior) por conter *Anchispirocyclina lusitanica*. Esta formação traduz um meio infralitoral de alta energia.

- Calcários com *Choffatella pyrenaica* e *Macroporella embergeri* (Cretácico inferior, Berriasiano superior).

Esta unidade é composta por calcários amarelados, intraclásticos e oolíticos, ferruginosos para o topo com intercalações margosas cinzentas e esverdeadas com um nível de crostas gipsífera. Associa – se a um meio infralitoral a médio litoral de energia média a elevada.

- Margas, dolomitos e calcários com *Choffatella decipiens* (Cretácico inferior, Barremiano).

Os níveis que compõem esta formação são alternâncias de margas acinzentadas ou castanhas, calcárias e com gesso para o topo, dolomitos amarelos, calcários amarelados por vezes gresosos e com níveis dolomíticos amarelados e calcários coquíferos. Nestas bancadas podem observar – se inúmeros fósseis de sérpulas, lamelibrânquios, ostracodes, ostreídeos, dentes de peixe, briozoários, fragmentos de equinodermes e *Choffatella decipiens* (que confirma a idade barremiana desta formação). Pelo conteúdo litológico e paleontológico desta formação, infere – se que o meio de deposição terá sido lagunar ou confinado, de baixa energia.

- Margas, dolomitos e calcários com *Globator trochiliscoides* (Cretácico inferior, Barremiano).

Margas cinzentas violáceas ou esverdeadas com nódulos calcários, calcários cinzentos-claros com gasterópodes e um nível dolomítico amarelo e vermelho são as bancadas que constituem esta formação rica em gasterópodes, ostracodos, fragmentos de equinídeos, miliolídeos, *Choffatella decipiens* e *Globator trochiliscoides*. Os diferentes níveis desta formação sugerem inundação de pântano litoral.

- Arenitos e calcários com *Palorbitolina lenticularis* e *Nerineia algarbiensis* (Cretácico inferior, Aptiano).

Depósitos calcários amarelos e arenitos ocre, coberto para o topo por uma crosta hematítica. Estes depósitos deram fósseis de lamelibrânquios, gasterópodes, *Choffatella decipiens*, *Palorbitolina lenticularis* e *Nerineia algarbiensis*. Esta formação corresponde a uma transgressão de mar relativamente ao Barremiano; tendo sido depositada em meio marinho infralitoral, de alta energia, frequentemente interrompido por descargas terrígenas.

- Margas da Luz (Cretácico inferior, Aptiano)

Margas violáceas, esverdeadas ou avermelhadas, em níveis muito espessos e em especial na base, com algumas intercalações calcárias margosas, por vezes quartzosas, com alguns níveis conglomeráticos. Esta formação é rica em fósseis principalmente nos níveis argilosos. Esta unidade ter – se – à depositado em meio laguno – lacustre de baixa energia.

Evolução do Mesozóico

As litologias que afloram na área do PNSACV atribuídas à Era Mesozóica representam a seguinte sucessão de acontecimentos:

As primeiras formações que cobrem em discordância as do Maciço Antigo são continentais, estão genericamente representadas por aluviões trazidos por cursos de água vindos de norte e nordeste (Maciço Antigo) na bacia meridional e de oriente na região da Carrapateira. Correspondem aos **Arenitos de Silves** (designados por **R. B. Rocha, 1976**). Ter-se-ão formado na sequência do levantamento e dismantelamento da Cadeia hercínica, e associado ao início de fase distensiva instalada na orla algarvia entre o Triásico superior e o Liásico (**Mougenot *et al*, 1979**).

No final do Triásico, a progressiva distensão das bacias sedimentares permitiu a entrada periódica das águas do mar, a que correspondeu a deposição de uma unidade margo – carbonatado com rochas evaporíticas associadas (**Fischer e Palain, 1971**).

O tipo de sedimentação e a fauna observada demonstram a existência de uma bacia de pequena profundidade (ambiente marinho litoral). O **Complexo margo-carbonatado de Silves**, deposita – se sobre os Arenitos de Silves, correspondendo à parte superior dos **Grés de Silves**. Os Grés de Silves formaram-se sob condições climáticas relativamente áridas. A cor vermelha é para uns, herdada e para outros adquirida “in situ”; actualmente, pensa-se que essa cor está ligada a clima quente com estações alternadamente húmidas e secas.

Para C. Palain (1976), a períodos chuvosos curtos, responsáveis pela formação de aluviões cujos elementos provinham do soco, suceder-se-iam períodos durante os quais precipitariam calcite e gesso. A presença de interclastos carbonatados e esquírolas de elementos líticos, e quartzo sugerem processos pedogenéticos idênticos aos de zonas climáticas caracterizadas por aridez bem marcada. Estes seriam transportados ora por linhas de água temporárias, ora por ribeiros de tipo meandriforme.

No início do Jurássico inferior, quando a sedimentação carbonatada se tornou praticamente contínua (calcários dolomíticos do complexo margo-carbonatado de Silves) apareceram os moluscos. Os fósseis raros e mal conservados, não permitem, regra geral, determinação específica; a presença de lamelibrânquios, gasterópodes, ouriços, mostra, no entanto, que a plataforma sedimentar se abria progressivamente às influências marinhas. Será apenas no

início do Liásico médio que as amonites – indicadores de ambientes marinhos abertos – vão penetrar na plataforma algarvia.

A continuação da distensão, provocou fenómenos de rifting, dos quais resultou o magmatismo toleítico do complexo vulcano – sedimentar (Martins, 1991).

Nesta vasta plataforma que se abre pouco a pouco às influências marinhas, os sais de magnésio precipitam ao mesmo tempo que os sais de cálcio. O grande complexo carbonatado assim formado compreende essencialmente espessa série de dolomitos e calcários dolomíticos – **Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche.**

No início do Liásico superior o regime mesogeiano encontra-se bem marcado em todo o território português com faunas de *Dactyloceras* – **Calcários margosos e margas de Armação Nova.** A sedimentação é, nesta altura de regime transgressivo, essencialmente calcário-margosa.

As formações que se seguem estratigraficamente ao Toarciano inferior já pertencem ao Jurássico médio. As variações importantes de espessura do Bajociano superior nos diversos afloramentos, o aparecimento a este nível de sedimentação terrígena importante, os numerosos indícios de fases erosivas na base do Batoniano, mostram a instabilidade das condições de sedimentação durante o Bajociano superior e Batoniano. É evidente a individualização nesta altura, de uma barreira de recifes que separa um domínio interno, de fácies lagunar ou anterrecifal, onde se depositaram essencialmente calcários oolíticos, pisolíticos, dolomíticos, calciclásticos e dolomitos, de um domínio pelágico ou transrecifal onde a fauna marinha é abundante. As formações correspondentes a esta idade foram incluídas nas designações **Calcários oolíticos, calcários corálicos, calcários pisolíticos calcários dolomíticos e dolomites de Almádena e Margas acinzentadas e calcários detríticos com *Zoophycos* da Praia da Mareta.**

Este regime recifal manteve-se na região pelo menos durante o Bajociano-Batoniano. A emersão do recife é anterior à regressão caloviana e poderá ser explicada por uma deformação. Estas deformações entre o Batoniano e o Caloviano podem relacionar – se com o primeiro jogo que se conhece da flexura de Sagres, anterior ao Portlandiano. O regime com diferenciação de fácies lagunar e pelágica mantém – se no Batoniano.

O Caloviano está representado por **Calcários margosos e margas da Praia da Mareta** que traduzem um ambiente de bacia mais ou menos fechada, sem circulação de fundo, provavelmente infra – litoral de domínio nerítico. Nesta idade terá ocorrido uma regressão testemunhada pela superfície ondulada (erosiva) que corta os afloramentos do Jurássico médio

na praia da Mareta e na praia do Belixe. A discordância angular existente entre o Dogger e o Malm deve – ser pois à ausência de deposição de sedimentos e ao ataque erosivo assinalável.

No decorrer do Jurássico superior, do Oxfordiano inferior até à base do Kimeridgiano, depositaram-se em todo o Algarve formações pelágicas com amonites. Ao longo do Oxfordiano médio e superior, assiste-se a uma diminuição progressiva de profundidade, passando-se de fácies nitidamente pelágicas de plataforma externa, margo-carbonatadas, para fácies ainda pelágicas mas mais proximais, com participação progressiva de material siliciclástico – **Calcários da praia do Tonel**.

Durante o Kimeridgiano inferior passa-se a um regime essencialmente carbonatado de plataforma interna, de energia média. Esta plataforma carbonatada de pequena profundidade foi possivelmente afectada por movimentos flexurais que motivaram erosão de parte das formações mesozóicas anteriormente depositadas, como é sugerido pela presença de calhaus mal rolados provenientes do substrato – **Calcários margosos, margas e conglomerados da Praia do Tonel**. A sedimentação carbonatada de pequena profundidade persiste durante o Kimeridgiano superior e Portlandiano - **Calcários dolomíticos de Sagres** - seguindo-se prolongada lacuna, apenas interrompida pela deposição das formações plio-pleistocénicas.

A regressão prossegue até ao Portlandiano, dando origem à instalação generalizada em todo o Algarve de um ambiente de plataforma interna e geralmente de fraca energia, mas quase sempre não confinada.

Durante o Jurássico superior há ainda a assinalar as manifestações vulcânicas no ocidente algarvio, relacionado com falhas e movimentos flexurais que tiveram lugar entre o Jurássico médio e o Cretácico médio. Esta actividade vulcânica básica, do Jurássico Superior, testemunha o jogo de uma flexura NNE-SSW, a flexura da Carrapateira está relacionada com a abertura do Atlântico (**A. Ribeiro, 1979**).

A passagem do Jurássico para o Cretácico é marcada por uma regressão marinha e pela instalação generalizada de meios salobros; pântanos litorais, drenados por canais de maré, com invasões esporádicas de águas doces. Nestes ambientes depositam-se margas, dolomitos e calcários de fácies purbequianas – **Calcários, dolomitos, margas e conglomerados margosos, de fácies purbequiana, da Ponta da Almadena (Cretácico inferior)**.

Após uma ligeira subida do mar, em face da estabilidade relativa do nível das águas, desenvolvem-se cordões arenosos litorais – **Calcários oolíticos com *Anchispirocyclina* e Trocolinas**.

No Berriasiano médio a superior, a plataforma litoral meridional encontra-se coberta por um mar muito pouco profundo: os calcários depositaram-se numa plataforma interna de pouca profundidade com tendências salobras episódicas – **Calcários com *Choffatella pyrenaica* e *Macroporella embergeri***

O mar retira-se totalmente da plataforma litoral meridional no Valonginiano basal, provavelmente devido a uma descida generalizada do nível do mar.

A subida eustática das águas só se fará sentir na plataforma litoral meridional durante o Barremiano. Ela determinará a instalação de pântanos litorais sujeitos à acção das marés, traduzidas pela deposição da unidade – **Margas, dolomitos e calcários com *Choffatella decipiens***

O regime marinho afirma-se marcadamente no Bedouliano: no Algarve Ocidental, desenvolvem-se cordões arenosos litorais, remobilizando os do meio marinho aberto – **Arenitos e calcários com *Palorbitolina lenticularise* e *Nerineia algarbiensis***

Ocorreu então a instalação generalizada de ambientes laguno – salobros motivados pela brusca descida do nível do mar que se verificou na base do Aptiano e que está testemunhada pela formação **Margas da Luz**.

A ausência, por erosão ou não sedimentação das séries mais recentes não permite determinar a evolução paleogeográfica da plataforma litoral ocidental durante o Cretácico médio e superior. Segundo (**Ramos Pereira, 1990**) a ausência de rochas do Cretácico médio ao Miocénico é consequência do regime de emersão das orlas, especialmente durante o Cretácico superior, que conduz à dominância da erosão sobre a sedimentação.

O Cretácico superior é conhecido como uma das mais importantes fases compressivas (**P. P. Tapponier, 1977**), relacionada com a colisão da placa africana com a microplaca ibérica. Como consequência daquela colisão, a microplaca ibérica, induzida pelo deslocamento para norte da placa africana, inicia um deslocamento dextrógiro (**Aires de Barros, 1979**). Ao norte deste acidente gera-se um regime compressivo e ao sul do mesmo, ocorrem fenómenos de distensão com vulcanismo associado.

c) Cenozóico

Ao longo de todo o Parque, a cobrir as rochas do Paleozóico (na fachada ocidental) e as do Mesozóico (na fachada meridional), existem vários depósitos de idade cenozóica datados do Miocénico, Pliocénico e Plistocénico (**Antunes *et al*, 1981**).

Os sedimentos plio-quadernários, na fachada ocidental do PNSACV ocorrem numa faixa com cerca de 10 km de largura desde S. Torpes até Aljezur, formando uma mancha mais ou menos contínua, constituindo a partir de Aljezur e até ao Cabo de S. Vicente manchas mais restritas e disseminadas. A espessura dos depósitos Plio-quadernários diminui para Sul variando entre a ordem métrica em S.Torpes e a ordem centimétrica no Cabo de S. Vicente. Sobre estes depósitos ou embutidos neles, ocorrem campos dunares consolidados ou móveis, bem como terraços fluviais, praias levantadas e aluviões actuais de idade quadernária **(Oliveira, 1984)**.

i) Formações miocénicas

Os depósitos atribuídos ao Miocénico são geralmente argilosos e carbonatados encontrando-se em afloramentos restritos ao longo do litoral. Estes depósitos têm sido considerados predominantemente marinhos **(Zbyszewski, 1946)**.

De N para S existem no litoral afloramentos miocénicos situados nas áreas de Odemira, S. Teotónio, Odeceixe e Aljezur. Com excepção de S. Teotónio trata-se na maioria dos casos de formações marinhas. Também na área algarvia que faz parte do PNSACV se pode visualizar formações desta época nomeadamente em Sagres, na Praia do Zavial e a NE da Ponta de Almádena. Apresentam aspectos de excepcional valor paisagístico: blocos isolados e outras formas relacionadas com intensa carsificação, bem como o contraste entre o colorido amarelo e rosado das rochas carbonatadas com o vermelho intenso do enchimento das dolinas e outras depressões **(M.T. Antunes, 1978-79)**.

De acordo com **(Cachão, 1995)** os sedimentos miocénicos encontrados no sudoeste português podem ser divididos em três grupos:

Formação margo-carbonatada de Lagos-Portimão (Miocénico médio): a sua base corresponde aos primeiros depósitos sedimentares argilosos de fácies lacustre e margas de fácies salobras, testemunhos da subida gradual do nível eustático-freático. Sobre estes depositam – se biocalcarenitos ricos em moldes de moluscos, com numerosas valvas de ostras e equinídeos que testemunham uma sedimentação tipicamente marinha.

Formação de Cacela (Miocénico superior): calcários detríticos, que passam a conglomerados e siltitos muito fossilíferos. Os fósseis são de foraminíferos planctónicos e bentónicos o que indica imersão da bacia.

Formação da Praia de Falésia (Miocénico superior): areias feldspáticas, de tom esbranquiçado a avermelhado por ferruginização e de granularidade geralmente média a grosseira.

ii) Formações plio - plistocénicas

O Pliocénico é constituído por formações continentais e outras marinhas, grande parte das quais são atribuídas ao Vilafranquiano e ao Calabriano. Existem ainda depósitos cujos limites ainda não foram convenientemente estudados para haver segurança na atribuição de uma idade precisa: depósitos Plio – plistocénicos.

Os sedimentos atribuídos ao Plistocénico são genericamente depósitos de praias antigas, terraços fluviais e marinhos, dunas consolidadas e travertinos calcários.

Ao longo do PNSACV as acumulações arenosas acompanham a linha de costa ocidental e a meridional até Sagres. Podem formar ilhas, taludes arenosos, criar campos dunares com uma cobertura pelicular e penetrar mais ou menos para o interior consoante a altitude da plataforma. As dunas consolidadas em certos casos situam-se na superfície do planalto litoral cobrindo vestígios de antigas praias. Outras vezes estendem-se ao longo das praias actuais fossilizando antigas arribas quaternárias e penetrando nalguns vales (**Zbyszewski, 1958**).

Na zona algarvia os depósitos plistocénicos são em geral de terraços marinhos, particularmente desenvolvidos entre Sagres e Vila do Bispo.

Na litologia plistocénica abundam pelitos resultantes de alteração dos xistos do Carbónico, da carsificação dos calcários mesozóicos; areias mais ou menos argilosas e seixos mais ou menos rolados. A ferruginização é frequente.

O enchimento argilo-arenoso vermelho que se encontra nas cavidades que a intensa carsificação abriu nas rochas carbonatadas do miocénico é também atribuído ao Plio – Plistocénico. Outros depósitos superficiais modernos – caliches – ocupam vasta área no Algarve. De cor branca e aspecto pulverulento encontram-se sobre várias unidades estratigráficas, desde o Jurássico ao Neogénico (**M.T. Antunes, 1981**).

Os materiais plio-quaternários apresentam um grau de resistência correlacionado com o seu grau de consolidação. De acordo com (**Ramos Pereira, 1990**), a posição litoral que esteve na

génese destes materiais, permitiu que se desse a carbonatação dos sedimentos, sendo o principal cimento aglutinador carbonato de cálcio oriundo de conchas.

Na plataforma **litoral ocidental**, entre **S. Torpes e Odeceixe** o substrato paleozóico, que se eleva gradualmente para sul, está coberto por depósitos sedimentares cenozóicos que neste sector são constituídos, do mais antigo para o mais recente, por: (**Ramos Pereira, 1990**)

Formação Vermelha (FV): Formação arenosa – quase sempre sem estrutura – de areia quartzosa com dois fácies granulométricos distintos: um de areias eólicas ou de planura aluvial (fino, com presença assinalável de argila e com palhetas de mica) e o outro de areias de praia (médio a grosseiro, com raros feldspatos muito alterados). Testemunham um ambiente litoral calmo, onde uma rede hidrográfica entrançada fazia chegar areias relativamente finas, que o vento mobilizava junto à linha de costa e que o mar retomava e rolava, depositando as areias menos finas nas praias de então. São arenitos muito ricos em óxidos de Ferro que criam um cimento ferruginoso. Esta formação cobre toda a plataforma desde o sopé da Serra do Cercal até à linha de costa.

Leques aluviais (LA): Equiparam-se às ranhas de sopé e assentam sobre a FV. São constituídos por cascalho de xisto, quartzo e quartzito, pouco rolado ou mesmo anguloso. Testemunham fluxos torrenciais que saíam dos valeiros dos relevos interiores. Podem agrupar-se em dois conjuntos: os que acompanham o sopé da serra do Cercal e os que se situam entre o alinhamento de Carregoussal – S. Teotónio e a linha de costa ao Sul da foz do Rio Mira.

Formação de Aivados – Bugalheira (fácies Aivados) (FAB): Arenito pouco coerente, amarelado constituído por areia bem rolada, com restos de conchas e leitos de minerais pesados (ao norte do rio Mira) ou com leitos de quartzo bem rolados em forma de amêndoa, a sul deste rio. É uma formação claramente marinha. Encontra – se predominantemente no parque, entre o Pessegueiro e o Porto das Barcas.

Arenito dunar de Malhão (AdM): Formado por acção de paleoventos dos quadrantes Norte e Oeste. Este arenito foi colonizado por uma vegetação de porte arbóreo e arbustivo e, em seguida, sujeito a carbonatação como demonstram as abundantes rizoconcreções e troncos calcificados. Este arenito forma o maior campo dunar deste consolidado do sudoeste (cerca de 20 km²). Tem um grau de consolidação elevado e uma carsificação profunda devido ao alto teor de carbonato de cálcio que compõe estes arenitos.

Formação de Monte Figueira (FMF): Trata-se de Arenito dunar do Malhão arrasado pelo mar, que deixou nos buracos de biocorrosão e erosão mecânica, areia, seixos rolados e conchas de *Patella* aglutinadas por um cimento calcário.

Arenito dunar de Aivados (AdA): Resultou de uma regressão marinha que possibilitou a mobilização de areias finas pelo vento sendo menos espesso e extenso do que o arenito dunar de Malhão. Tem estruturas entrecruzadas típicas. As areias deste arenito são muito bem calibradas, o que sugere que a fonte de alimentação devia estar a uma distância considerável. Os vestígios do campo dunar de Aivados ocupam uma área muito reduzida, constituindo a parte superior das arribas da Praia dos Aivados, Porto das Barcas e Pedras do Patacho e da Foz.

Ainda na plataforma litoral ocidental, entre Odeceixe e Vila do Bispo, a sucessão de depósitos parece ser a seguinte, do mais antigo para o mais recente:

- **Depósitos de sheetflood** muito grosseiros (até 80cm), heterométricos, com elementos de grauvaque e quartzito, muito coerente, localmente com carapaça ferruginosa, reconhecido em Portela Alta-Remédios e em Charneca do Farol a 130m.

- **Arenito da Ameijeira:** a fracção arenosa é dominante. As areias são finas e bem calibradas de cor vermelha e cinzenta. Encontra-se sobre o Miocénico nos fossos de Aljezur e S. Miguel.

- **Formação de Pena Furada:** caracterizada por um arenito médio a grosseiro que se torna mais fino e de elementos mais angulosos para sudeste, com seixos de quartzo e quartzito; em forma de amêndoa ou acharutados, que assenta no substrato ou no arenito da Ameijeira; possui carapaças ferruginosas em geral dismanteladas; cobre de maneira descontínua a plataforma litoral entre 100-140m, a sul de Portela Alta-Remédios; para oeste, a plataforma tem uma cobertura pelicular de solifluxão atípica com clastos angulosos de quartzo e quartzitos, dispersos numa areia fina e esbranquiçada.

- **Formação de Aivados – Bugalheira (fácies Bugalheira):** cobre uma faixa que acompanha a linha de costa a 50-60m, estreitando para sul e podendo apresentar-se como uma cascalheira rolada ao N da foz das ribeiras. Esta formação está praticamente coberta por arenito dunar e pelo campo

dunar não consolidado. Considera-se este arenito como o equivalente lateral do arenito da Bugalheira, por estar em continuidade, ser posterior ao de Pena furada e por ocorrer num patamar embutido.

Dunas Recentes (não consolidadas): O campo dunar não consolidado, de origem eólica, é muito menos extenso que o de Malhão (AdM) mas mais extenso que o de Aivados (AdA). Afloram desde S. Torpes até ao Cabo de S. Vicente. As areias de dunas móveis encontram – se predominantemente nas zonas mais expostas aos ventos.

Evolução do Cenozóico

A partir da observação das formações cenozóicas que afloram na área do PNSACV, a seguintes sucessão de acontecimentos:

No Paleogénico (Terciário), todo o Sul do País constituía uma vasta superfície de aplanamento. Neste período não ocorreram movimentos tectónicos de grande destaque (**A. Ribeiro // Ramos Pereira, 1990**). Terá sido no Neogénico (ainda Terciário) que ocorreram os movimentos de subsidência da Bacia do Sado e, nos bordos litorais alentejano e algarvio, a superfície de aplanamento foi sujeita a imersão.

A **Formação margo-carbonatada de Lagos-Portimão**: corresponde aos primeiros depósitos sedimentares argilosos de fácies lacustre e margas de fácies salobras que testemunham a subida gradual do nível eustático-freático. Sobre estes depositam – se biocalcarenítos ricos em moldes de moluscos, com numerosas valvas de ostras que testemunham uma sedimentação tipicamente marinha.

No decorrer da fase bética da orogenia alpina que corresponde ao auge de colisão entre a placa Africana e a placa Euroasiática verificou-se uma compressão máxima orientada NNW-SSE que causou a emersão da formação carbonatada de Lagos – Portimão na fachada meridional (**M. Telles Antunes *et al*, 1981b**). Na fachada ocidental, a falta de testemunhos do Miocénico médio e superior parece dever – se ao facto de terem ocorrido sucessivos retoques erosivos continentais e marinhos.

Entre o final do Miocénico e o início do Pliocénico, uma drenagem fluvial desenvolveu – se sobre toda a região promovendo uma fase de erosão responsável pela remoção dos depósitos miocénicos das áreas da plataforma litoral que sofreram levantamento. Posteriormente

ocorreu a deposição de sedimentos detríticos arenosos – **Formação da Ameijeira** (arenito fino moscovítico) = **Formação de Cacela** – que se acumularam em discordância angular sobre os depósitos carbonatados do Miocénico médio e sobre os xistos paleozóicos. Ocorreu posteriormente sedimentação fina, claramente marinha ou de planície litoral: que deu origem aos depósitos da base do Pliocénico que compõem **Formação Vermelha = Formação de Pena Furada**

A placa africana irá colidir de novo com a microplaca ibérica durante o no Miocénico médio a superior (com a placa africana a rodar o seu movimento para S-N).

A evolução em ambiente litoral foi então interrompida pela deposição de **leques aluviais**, episódio comprovativo de uma mudança geomorfológica: ter – se – à individualizado uma plataforma litoral pelo levantamento da serra do Cercal, dos relevos de Carregoussal – S. Teotónio e pelos abatimentos dos fossos tectónicos interiores (S. Miguel, Aljezur, Sinceira).

Posteriormente, a plataforma litoral ocidental foi balançada para NW e a plataforma litoral meridional individualizou – se da ocidental pelo jogo das flexuras de N^a Ruiva e Barões. A parte Sul da plataforma litoral ocidental, por ter um desnível maior facilitou a organização pioneira da rede hidrográfica, pela existência de áreas deprimidas tectonicamente (fossos interiores).

Nesta fase, a rede hidrográfica que se organizou na plataforma meridional seria orientada pelas áreas deprimidas por carsificação e baixas algarvias.

O episódio tectónico vilafranquiano que deformou o conjunto da plataforma ocidental para NW deve também ter originado outras fragmentações. A subida do nível médio das águas do mar permitiu que se deposita – se a **FAB (Formação de Aivados - Bugalheira)**. Estes têm expressão assinalável a norte do Rio Mira porém, a sul deste rio são escassos devido ao facto de aí a plataforma se encontrar já levantada não permitindo a penetração marinha que originou os referidos depósitos

A regressão marinha que se seguiu despoletou a organização da rede hidrográfica e a instalação do troço vestibular do Rio Mira. Criou – se então o campo dunar de Malhão (**AdM**) a partir da mobilização pelo vento das areias que o recuo do mar deixou emersas.

Nos bordos ocidental e meridional, a superfície de aplanamento é invadida pelo mar, no Pliocénico superior (Calabriano). Este novo retoque marinho, segundo (**Feio, 1951**), penetrou muito mais para o interior do que a transgressão que já tinha ocorrido no Miocénico inferior e médio.

O **Arenito dunar de Aivados (Ada)** comprova a posterior recuo do nível do mar. Toda a evolução da plataforma litoral, desde o levantamento das serras até à regressão marinha que permitiu a génese da Ada, decorreu no Plistocénico inferior a médio.

O **campo dunar não consolidado** é posterior à Ada e formou-se em regime regressivo tendo o recuo do mar permitido o aparecimento de um campo de deflação. Grande parte das acumulações arenosas eólicas é constituída por areia móvel estando apenas 40% da areia que cobre a área do PNSACV consolidada (**Ramos Pereira, 1985 a**). A acumulação de areias eólicas no sudoeste português, não está em conformidade com uma das condições que fundamentais de génese; a existência de espraçados arenosos, mais ou menos extensos, susceptíveis de fornecer a areia. As praias são muito estreitas ou até inexistentes. Infere-se assim que são quase na totalidade acumulações herdadas.

3. ROCHAS MAGMÁTICAS

Para além das já referidas rochas vulcânicas ácidas, que constituem o Complexo vulcano – silicioso do Cercal (datadas do Paleozóico), afloram na área do PNSACV inúmeras rochas eruptivas pós – hercínicas.

A actividade ígnea Mesozóica em Portugal está associada à abertura do Atlântico Central e desenvolveu – se em três ciclos: **Toleítico** (160 – 190 Ma), **Transicional** (130 – 135 Ma) e **Alcalino** (70 – 100Ma).

O litoral alentejano é afectado por um vulcanismo associado à intrusão do Maciço Eruptivo de Sines. Esta intrusão terá ocorrido há cerca de 72 +- 3 Ma e está integrado no Ciclo Alcalino.

O **Grande Filão do Alentejo** é outra das formações ígneas que se encontram neste parque. Trata – se de rocha máfica de idade ante – cretácica. É constituído por dolerito e tem textura ofítica.

Uma parte do vulcanismo da zona Algarvia está associada à intrusão do Maciço eruptivo de Monchique que se correlaciona temporal e quimicamente com o Maciço eruptivo de Sines. Pertence pois ao Ciclo Alcalino e ocorreu há aproximadamente 75 – 72 Ma. Admite – se porém, que tenham ocorrido várias fases de vulcanismo, inclusivamente no Cenozóico **(Coelho e Bravo, 1983)**.

Ocorre com frequência uma sequência inter – estratificada nos Grés de Silves de idade triásica-hetangiana e denomina – se **Série vulcano-sedimentar**. É constituída por tufos básicos ou por doleritos e basaltos. Os tufos básicos, geralmente cinzentos ou verde acinzentados surgem em faixas estreitas ou bolsas isoladas e são muito pulverulentos. Os doleritos e basaltos afloram sob a forma de escoadas vulcânicas e possuem granulometria fina.

São numerosos os afloramentos de rochas básicas e ultrabásicas que atravessam as formações sedimentares do litoral algarvio. São rochas melanocratas, quase negras, a maioria de textura porfírica que formam filões nas fracturas, chaminés ou derrames **(Coelho, 1979)**. O vulcanismo ocorrido no Algarve ocidental está relacionado com falhas e movimentos flexurais que tiveram lugar entre o Jurássico médio e o Cretácico médio **(Ribeiro *zz* Rocha et al, 1979)**.

III – SECTORES GEOLÓGICOS DO PNSACV

Com base em dados de natureza litológica, geomorfológica e sedimentar, a área do PNSACV pode ser dividida em três sectores bastante distintos entre si: dois na costa atlântica e um na costa meridional. Na paisagem litoral ocidental podem individualizar-se duas fisionomias diferentes resultantes do desigual levantamento tectónico (mais acentuado a sul): no **Sector de S.Torpes – Odeceixe** a plataforma litoral está mais baixa, pouco ou nada degradada pelo encaixe da rede hidrográfica; na metade sul, no **Sector de Odeceixe – Vila do Bispo** a plataforma mais alta está muito dissecada pela rede hidrográfica, conferindo à paisagem um aspecto retalhado com vales profundos que separam interflúvios planos (**Ramos Pereira, 1990**).

A litologia é predominantemente datada do Paleozóico, com excepção para um enclave mesozóico – o afloramento da Carrapateira – que aflora entre a Praia da Carrapateira e a Praia do Amado. Também na costa meridional se pode individualizar um sector: **Sector de Vila do Bispo – Burgau** que se demarca dos anteriores principalmente em termos litológicos: os afloramentos rochosos são predominantemente de idade mesozóica.

A fachada ocidental estabeleceu-se a partir da abertura do Atlântico, com direcção aproximada N-S, enquanto a fachada meridional se estabeleceu a partir da abertura de um braço do mar de Tétis com direcção E-W. A orogenia alpina é diversa em ambas, sendo muito mais marcada na fachada meridional, pela colisão Eurásia-África, durante o ciclo alpino, o que se traduziu numa maior complexidade estrutural e pela multiplicidade de fases tectónicas a partir do Jurássico Superior (**Tomás de Oliveira *et al*, 1984**).

1. SECTOR S. TORPES-ODECEIXE

Este troço está compreendido entre S. Torpes e Odeceixe. É o sector do PNSACV que tem maior densidade populacional distribuída pelas principais povoações: Porto Covo, Vila Nova de Milfontes, Odemira, Zambujeira e S.Teotónio.

Neste sector estão representadas três formações paleozóicas: Formação de S. Luís, Formação da Brejeira e Formação de Mira. A Formação de S. Luís surge desde S. Torpes até ao Norte da Praia do Malhão e constitui a Serra do Cercal. Entre os xistos e tufitos que fazem parte desta formação, afloram também rochas vulcânicas ácidas. Estas rochas ígneas podem ser observadas ao longo de toda a Serra do Cercal e junto à costa, nas arribas de Porto Covo

(subjacentes ao farolim da praia Pequena, na Praia dos Búziosinhos, na Baía de Porto Covo e entre os xistos do Queimado. A partir da metade sul Praia do Malhão até ao Norte de Vila Nova de Milfontes, aflora a Formação da Brejeira. A partir deste ponto até ao Norte do Cabo Sardão, pode visualizar – se ao longo das arribas, a Formação de Mira. Finalmente mais a sul, ressurge a Formação da Brejeira entre o Cabo Sardão e Odeceixe.

Este é, sem dúvida, o melhor dos três sectores para se observarem depósitos formados no decorrer do Cenozóico. É também assinalável o facto de neste sector se encontrarem a maior parte dos campos dunares consolidados e não consolidados do Parque: Burrinho, Pessegueiro, Aivados e Malhão.

Desde S. Torpes até Odeceixe a plataforma litoral aumenta longitudinalmente para sul desde 2-3 m até cerca 70m junto à foz da ribeira de Seixe.

Ao longo deste sector a plataforma é limitada a oriente pela Serra do Cercal (entre S. Torpes e Vila Nova de Milfontes), pelo alinhamento Carregoussal – S. Teotónio (entre o Cabo Sardão e S. Teotónio) e pelo fosso tectónico de S. Miguel (a SE de Odeceixe).

A **Serra do Cercal** de direcção NNW – SSE limita a plataforma litoral, ao longo de 15 km. A área mais aplanada desta serra é constituída por filitos e tufitos de S. Luís enquanto que as partes mais elevadas e resistentes são formadas pelo Complexo vulcano – silicioso. A sua origem é tectónica e resultou de movimentos que ocorreram após a deposição da Formação Vermelha.

Os **relevos de Carregoussal – S. Teotónio** correspondem a um conjunto de colinas de pequena dimensão e com os topos aplanados. O levantamento destes relevos é atribuído a movimentos tectónicos relacionados com a Falha da Messejana. A sua boa conservação sugere movimentos tectónicos recentes (quaternários) (**M.Feio, 1951**) provavelmente contemporâneos do levantamento da Serra do Cercal. Na zona da plataforma litoral dominada pelos relevos Carregoussal – S. Teotónio, afloram quase exclusivamente os Leques aluviais (LA) e a Formação Aivados Bugalheira (FAB), rica em seixos rolados em forma de amêndoa.

O **Fosso tectónico de S. Miguel**, é delimitado por duas falhas principais: uma a oriente (falha do Sobralinho) e outra a ocidente (falha de Baiona – Gralheiras). A falha do Sobralinho, ao N de Odeceixe, aproveitada pelo barranco com o mesmo nome, desnivela cerca de 30m os elementos planos, de um e do outro lado do valeiro, mantendo-se a tendência para o levantamento relativo do compartimento tectónico oriental. A falha Baiona-Gralheiras, no prolongamento para sul da falha de Alcaria do Clemente, no alinhamento Carregoussal-S. Teotónio, desnivela cerca de 40m a plataforma litoral, no fosso de S. Miguel. De ambos os

lados do vale da R. de Seixe, os elementos planos têm declives diversos sugerindo que, naquele troço do vale, se instalou uma falha.

Estas duas falhas definem um compartimento abatido e balançado para sueste onde é visível o contacto lateral entre formações paleozóicas e formações cenozóicas. Além disso, encontra-se lumachela miocénica (argilas cheias de fósseis de ostreídeos) a um nível mais baixo que as rochas paleozóicas o que indica abatimento de blocos. É neste sector que os testemunhos do avanço do mar penetram mais para o interior, atingindo o sopé das escarpas de falha N-S associadas ao alinhamento de relevos de Carregoussal-S.Teotónio, como sugerem os depósitos conservados no fosso de S.Miguel, em Odeceixe. O abatimento do fosso de S. Miguel que dista 3 km da actual linha de costa deve ter facilitado a penetração do mar.

Neste fosso ocorreram dois abatimentos: o primeiro, no Miocénico superior (10 MA) e o segundo – provavelmente contemporâneo do levantamento das serras de Grândola e Cercal – no Calabriano (2 MA).

A complexidade geomorfológica deste sector é maior a norte do Rio Mira pois ocorre uma grande compartimentação da plataforma litoral em elementos morfológicos de declives diversos. A fragmentação e abatimento têm uma maior amplitude entre o Pessegueiro e o Malhão (**Ramos Pereira, 1990**).

Também merecem destaque os acidentes tectónicos ocorridos no Pessegueiro, nos Aivados (acidente tectónico transversal que terá rejogado e desnivelado a plataforma de abrasão) Foz do Rio Mira e no Cabo Sardão (basculamento para norte da plataforma litoral)

2. SECTOR ODECEIXE – VILA DO BISPO

Este sector está definido entre Odeceixe e Torre de Aspa (NW de Vila do Bispo). As principais povoações que nele se encontram são Odeceixe, Aljezur, Rogil, Bordeira e Carrapateira.

Este é o melhor sector para se poder observar as litologias do Paleozóico pois nele afloram todas as formações devono – carbónicas que constituem o Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa: Formação de Tercenas, Formação de Bordalete, Formação de Murração e Formação de Quebradas. Sobrepondo – se a estas, aflora ainda a Formação da Brejeira pertencente ao Grupo do Flysch Carbónico do Baixo Alentejo.

Neste sector também é importante destacar pela sua singularidade, o pequeno afloramento de terrenos essencialmente mesozóicos, na região da Carrapateira, que constitui o testemunho

da continuidade da orla sedimentar mesozóica no bordo ocidental do Maciço Hespérico **(Ramalho e Ribeiro, 1985)**. Note – se porém que apesar dos primeiros sedimentos depositados serem idênticos aos seus contemporâneos na orla algarvia, a partir do final do Triásico, verifica-se evolução diferente da bacia ocidental desta região relativamente às fácies definidas na plataforma litoral meridional **(Ramalho in Ribeiro et al, 1987)**.

O sector Odeceixe – Vila do Bispo é menos rico em depósitos cenozóicos que o de S. Torpes – Odeceixe, fenómeno relacionado com a altitude mais elevada do mesmo, e com a degradação comandada pelo entalhe da rede hidrográfica.

Apesar da plataforma litoral ser muito exígua e nela os depósitos serem escassos, nos fossos tectónicos estão conservados depósitos que testemunham a evolução daquela plataforma **(Ramos Pereira, 1990)**.

A idade dos depósitos cenozóicos que cobrem este sector é ainda tema controverso **(Feio, 1951; Pimentel, 1989; Pereira, 1990 e Cabral, 1993)**, em consequência da dificuldade de estudos dos depósitos, onde até ao momento não foram encontrados fósseis. Pode apenas afirmar-se que são posteriores ao Miocénico marinho fossilífero de Aljezur. São, do mais antigo para o mais recente depósitos de sheetflood; Arenito da Ameijeira; Arenito da Pena Furada e Arenito de Bugalheira.

Existe uma extensão assinalável de areias de duna a sul da praia de Odeceixe, entre a praia da Amoreira e a praia de Monte Clérigo e entre a Pedra Ruiva e a Praia do Amado.

Foram identificados no Algarve dois importantes ciclos de actividade ígnea mesozóica: um **ciclo toleítico**, associado à fase de rifting triásico – liásico, representado pelo grande filão da Falha da Messejana, pelo filão de Torre de Aspa e pelo Complexo – vulcano sedimentar e o segundo, um ciclo mesozóico de magmatismo alcalino, associado ao “rifting” do Cretácico inferior. Afloramentos pertencentes a este segundo ciclo podem ser encontrados na região da Carrapateira a cortar as formações dolomíticas do Jurássico médio e superior ou sob a forma de intrusões de tipo variado ao longo da costa algarvia **(Romariz et al., 1976 e 1979b; Silva, 1984)**.

Durante o Jurássico superior as manifestações vulcânicas no sector ocidental estão certamente relacionadas com a abertura do Atlântico Norte. Assim, na Carrapateira, ocorrem tufos e aglomerados vulcânicos e verificam-se intrusões magmáticas ao longo da falha Aljezur-Messejana.

De assinalar são também as praias de Murração e Amado, onde se podem observar numerosos filões de rochas eruptivas a cortar camadas carbónicas, entre os quais, o grande

filão do Alentejo (dique de dolerito instruído na Falha da Messejana, que aflora a N da praia de Murração) (**C. Teixeira, 1981**).

Este sector está em geral, mais alto que o sector S. Torpes – Odeceixe. A plataforma litoral, de largura variável, tem altitudes entre 50 e 160m. É delimitado a leste por um conjunto de fossos tectónicos. Estes fossos (Aljezur, Alfambras, Pedralva e Sinceira) são sempre drenados por cursos de água que aproveitam o abatimento e o esmagamento das rochas e têm extensão e amplitude variáveis.

Foi provavelmente o episódio tectónico que deu origem à formação dos relevos interiores que originou a elevação deste sector da em relação ao sector de Vila Nova de S. Torpes – Odeceixe.

Este sector foi alvo de movimentos tectónicos quer de idade hercínica, quer de idade meso – cenozóica. Assim, tanto no substrato paleozóico como a cobertura meso – cenozóica, são visíveis as marcas deixadas pela tectónica remota. São pois, facilmente observáveis as três fases de deformação inerentes à orogenia hercínica: uma primeira fase que dobrou a litologia paleozóica formando dobras com eixos orientados NW – SE; a segunda fase que redobrou as estruturas formadas pela primeira e uma última fase que originou antiforma da Bordeira, na direcção NNE – SSW. Um dos movimentos pós – variscos que afectaram esta zona materializam – se pelo abatimento da região da Bordeira, que ainda conserva a cobertura mesozóica. O abatimento criou um desnível entre os depósitos mesozóicos evitando a erosão dos que ficaram a menor altitude. Assim, o enclave criado evitou a erosão dos sedimentos por influência sub – aérea e conserva – os até hoje, no Afloramento da Carrapateira.

A tectónica tem um papel importante na evolução da plataforma, balanceada no conjunto para NNW e fragmentada em vários compartimentos tectónicos. Este sector, a sul do conjunto de falhas NE-SW que acompanha o grande acidente da Messejana, combina um conjunto de alinhamentos NNE-SSW com outros NE-SW, que definem os fossos tectónicos de S. Miguel, Aljezur, Alfambras e o Sinceira. A **Falha da Messejana** tem cerca de 530 km e atravessa a Península Ibérica na direcção NE-SW, desde Ávila até à praia de Murração; trata-se de um desligamento esquerdo com cerca de 3 km de rejeito das estruturas paleozóicas. Este acidente é atribuído à tectónica hercínica; o filão dolerítico que a atravessa, ter – se – à instalado durante o Triásico médio, aquando da abertura do Atlântico (**C. Teixeira e J. Torcato, 1975**). Esta falha é um importante acidente da tectónica à escala regional e profundamente enraizado na crosta e deste modo, a sua movimentação sob influência do campo de tensões que actuou durante o Cenozóico é essencialmente detectável na sua componente vertical, ora com

elevação do bloco NW (falha de Aljezur) ora com a elevação do bloco SE (falha da Cerca). Tais elevações podem afectar grandes sectores como a Bacia do Sado (adjacente e fortemente subsidente em relação à falha da Messejana), ou afectar pequenas áreas em que o desligamento traduza um mecanismo do tipo “pull-apart” como no Fosso de Aljezur (**Amaro, 2000**).

Os fossos litorais, apesar de terem todos a direcção N-S a NNE-SSW acompanhando a Falha da Messejana, não se dispõem de forma contínua pois entre eles existem diversas áreas elevadas (horsts) de terrenos paleozóicos.

A planície litoral está desnivelada pela falha de Aljezur e de Sinceira, cerca de 50m, e pela flexura da Carrapateira, onde a plataforma domina de cerca de 60-70m o nível marinho de Pontal-Carrapateira.

Parte deste sector é drenada por barrancos que raramente atingem seis km de comprimento, com orientação preferencial SE-NW, e escoamento para NW. Esta orientação preferencial é coincidente com a dos eixos do dobramento do substrato paleozóico, cujas charneiras e flancos constituem zonas de fraqueza exploradas pela incisão da rede de drenagem. São evidentes ainda orientações de troços de linhas de água segundo as direcções NNW-SSE, menos frequentes, e que correspondem às direcções das fracturas tardi-hercínicas referidas por **Ribeiro *et al*(1979)**.

O encaixe dos barrancos costeiros e o desenvolvimento dos vales que lhes estão associados é variável de local, podendo ser consideradas duas situações distintas (**Marques, 1997**):

- Barrancos com vales profundos, que desembocam na costa a cotas próximas da do nível de base actual, com interflúvios de cimos arredondados e vertentes convexas (Praia do Castelejo e Praia do Amado). O desenvolvimento dos vales parece pouco compatível com a pequena bacia hidrográfica dos cursos de água associados.

- Linhas de água moderadamente ou pouco encaixadas, com desembocaduras suspensas na face das arribas, e vales em geral pouco desenvolvidos (a região compreendida entre as ribeiras de Seixe e Aljezur e Torre de Aspa). Estas possuem por vezes, bacias hidrográficas de dimensões superiores às primeiras.

Outro acidente tectónico que merece destaque é o balançamento para SW da vertente direita da Ribeira de Seixe. Este acidente de direcção NW – SE corta a vertente direita daquela Ribeira, cerca de 250m a oriente da linha da costa.

Também em Odeceixe é de ressaltar o facto do vale que encaixa a Ribeira de Seixe se ter instalado numa falha (**Ramos Pereira, 1990**).

A plataforma litoral está fragmentada ao N da foz da Ribeira de Aljezur. O compartimento tectónico de Medo da Amoreira está compreendido entre o vale e uma falha paralela de direcção N 20° W.

3. SECTOR VILA DO BISPO – BURG AU

Caracterização geral

Neste sector, os aglomerados populacionais de maior importância são os de Vila do Bispo, Sagres, Raposeira, Budens e Burgau.

Este sector abrange parte da plataforma litoral ocidental e parte da plataforma litoral meridional e conseqüentemente, é marcado por uma grande heterogeneidade litológica.

Os terrenos paleozóicos que aqui ocorrem correspondem ao bordo SW da Zona Sul Portuguesa, compreendem os turbiditos da Formação da Brejeira.

A plataforma litoral está limitada a norte e a nordeste pela peneplanície do Baixo Alentejo.

É neste sector que melhor se observam as formações do Jurássico. Todo o sistema está representado por afloramentos atribuídos ao intervalo de tempo compreendido entre o Liásico (Jurássico inferior) e o Malm (Jurássico superior). Apresenta duas importantes discordâncias: uma entre o Jurássico inferior e o Jurássico médio e outra entre o Jurássico médio e o Jurássico superior.

A lacuna existente entre o Toarciano e o Aaleniano ainda não foi explicada porém, a discordância entre materiais calovianos e oxfordianos parece relacionar – se com o jogo da flexura de Sagres, ligado à abertura do Atlântico A transição Jurássico / Cretácico corresponde também a uma importante mudança ambiental entre um longo período de sedimentação da plataforma carbonatada e o início de um período de sedimentação detrítica. Posteriormente verificou – se o retorno ao regime carbonatado de baixa profundidade marinha que evoluiu para fácies lagunar.

A ausência de rochas do Cretácico médio ao Miocénico, neste sector, é uma consequência do regime de emersão das orlas, especialmente no Cretácico superior, que conduz à dominância da erosão sobre a sedimentação (**Ramos Pereira, 1990**).

De assinalar é também o facto de, durante o Jurássico, aquando da ocorrência de episódios distensivos, se terem formado almofadas de sal (halocinese) que desenvolveram relevos nas margens das bacias sedimentares, nomeadamente na bacia algarvia. Áreas sem uma espessura significativa de sal denotam a formação de bacias em graben/ half – graben, durante as fases

distensivas jurássicas. A primeira grande fase de actividade halocinética foi responsável pela implantação e ascensão de grandes cristas evaporíticas, segundo a direcção N – S, N40°E e E – W no domínio ocidental da Margem Algarvia. Este fenómeno produziu também mais a oriente a implantação de um estilo tectónico em jangada, com os evaporitos a actuarem como nível de descolamento regional. A segunda fase de actividade halocinética foi desencadeada pelos eventos compressivos que conduziram à inversão neogénica da Bacia Algarvia, a partir dos meados do Tortoniano. **(Alves, T.M. *et al*, 2003).**

O desenvolvimento de falhas no soco paleozóico foi acomodado pelos evaporitos do Triásico superior – Hetangiano. Este fenómeno é mais evidente nas regiões em que os evaporitos são suficientemente espessos para causar o descolamento entre as rochas da cobertura pós – evaporítica e o soco **(Alves, T.M. *et al*, 2003).**

O registo cenozóico deste sector é representado pela Formação carbonatada de Lagos – Portimão (Miocénico médio), a alguns depósitos quaternários de praias levantadas (Plistocénico) e a afloramentos de dunas consolidadas (Wurmianas) ou de dunas móveis. As dunas sofreram consolidação desigual e delas restam numerosos retalhos, em especial na costa ocidental. As areias móveis e consolidadas cobrem cerca de 6 km² e não se relacionam com as praias actuais: são acumulações herdadas.

A plataforma litoral meridional, não é uma superfície estrutural mas de erosão. A Sul do Monte da Grelha esta unidade possui uma cobertura quase contínua de areias eólicas, por vezes consolidadas, que encobrem depósitos arenosos marinhos e eólicos. Os depósitos marinhos são constituídos por areias grosseiras a finas roladas, de coloração variada entre vermelho e amarelo.

Em certas zonas, como a NE do Cabo de S. Vicente encontra-se uma película de cascalheira rolada. Os seixos de quartzito e grauvaque com dimensão até 10 cm têm forma achatada e estão envolvidos por um caliço.

Toda a parte mais ocidental da plataforma litoral meridional possui uma cobertura com espessura variável de areias marinhas mais ou menos retocadas pelo vento, constituindo, por vezes, dunas.

Na plataforma litoral meridional as variações do nível do mar durante o Quaternário terão esboçado fundos de dissolução cárstica a altitudes diferentes **(Feio, 1951).**

A plataforma litoral meridional é, sem dúvida uma região de actividade ígnea muito marcada. Os afloramentos de rochas de origem vulcânica são mais numerosos e extensos nos locais onde o terreno se mostra seccionado por falhas e fracturas. A destacar neste contexto,

são as zonas entre Vila do Bispo e Raposeira e, mais a leste, a periferia das povoações Budens e Figueira. Durante um curto período – provavelmente o Hetangiano – nas fases primordiais da extensão, a margem proto – continental algarvia era vulcânica **(Terrinha, 1998)**.

A plataforma litoral meridional tem uma estrutura de conjunto que se traduz num monoclinal com pendor para sul, acidentado por algumas flexuras e falhas. A flexura Querença – Algoz – Portimão – Sagres, separa o Algarve em dois domínios bem diferenciados do ponto de vista estratigráfico: a N da flexura predomina a fácies dolomítica e sub – recifal do Jurássico; as S afloram as formações do Jurássico superior, Cretácico e Terciário. Esta flexura tem uma direcção próxima de E – W na zona mais oriental do Algarve mas roda, progressivamente até tomar a direcção NE – SW na zona de Vila do Bispo (entre a Ponta da Atalaia e a Ponta da Torre). Na zona de Sagres a flexura é recortada por acidentes de direcção sub – meridiana dos quais o Fosso da Sinceira é um exemplo.

Esta interligação entre estruturas com direcções variadas, NE – SW, N-S, e NW – SE é típica do extremo ocidental algarvio, sendo responsável pelo contraste verificado entre a tectónica deste sector e o leste algarvio.

No Jurássico superior formou – se no cabo de S. Vicente uma junção tripla, na ligação do domínio oceânico mediterrânico com o domínio do oceânico atlântico que produziu um estado de tracção na crosta, segundo duas direcções horizontais principais. Este facto explica o estilo tectónico do Algarve ocidental, com formação das flexuras e das teclas de piano segundo a linha de maior inclinação desta flexura.

A tectónica algarvia é dominada pela existência de um talude de direcção ENE-WSW, acidentado por flexuras; este talude traduz-se pela existência de séries cada vez mais espessas e profundas para SSE. O extremo ocidental desta unidade é segmentado por um sistema de falhas submeridionais que prolongam fracturas no soco; gera-se ao longo destes acidentes um sistema de falhas tipo “teclas de piano”, abatido para Sul.

A estrutura resulta de uma evolução tectónica polifásica. Assim, a flexura Sagres-Algoz, iniciou o seu jogo no Dogger e no Malm, pois o Dogger e o Portlandiano repousam directamente sobre o soco. O jogo em teclas de piano é atribuído a essa época. A actividade tectónica prosseguiu após o Cretácico inferior e médio, que está dobrado e balançado, sobretudo ao longo das linhas de flexura principais. O Miocénico é tabular e assenta sobre o substrato por intermédio de uma discordância angular. A actividade tectónica prossegue até à actualidade.

A tectónica é ainda marcada pela reactivação das fracturas do soco, da qual resultaram numerosa falhas de orientação geral N-S e NNE – SSW, dominantes e NNW – SSE e NE – SW, menos frequentes, que retalham os afloramentos costeiros entre o Cabo de S.Vicente e a Praia do Canavial. O movimento dos diferentes blocos deu origem a disposição do tipo “teclas de piano”, particularmente evidente entre Cabo de S. Vicente e Sagres, da Foz do Bençoitão à Praia do Zavial e afectando formações do Cretácico inferior, da Praia da Salema ao Burgau **(Marques, 1997)**.

Este sector, como é pouco deformado por episódios de inversão, é o melhor para tentar perceber a cinemática das distensões mesozóicas e a relação existente entre estruturas de compressão e distensão **(Terrinha, 1998)**.

O canhão submarino de S. Vicente é uma estrutura de idade pliocénica / quaternária. Este canhão está alinhado com a falha da Messejana **(Alves, Tiago M. et al, 2000)**.

A plataforma litoral está menos conservada neste sector, salvo no extremo ocidental, onde está pouco dissecada pela rede hidrográfica. Para oriente da Boca do Rio a dissecção é maior e a plataforma litoral dificilmente se reconhece.

A Falha de Aljezur com orientação N – S localiza – se a norte da bacia algarvia. A sua continuação para sul separa o sudoeste algarvio em dois domínios: um mais para oeste (área de Sagres) e outro mais para oriente (área de Lagos) **(Terrinha, 1998)**. Neste trabalho, por se tratar apenas da área do PNSACV, que tem como limite Este a Praia do Burgau, chamar – se – à zona mais oriental Área do Burgau.

As estruturas extensivas do Mesozóico que se podem observar no sudoeste algarvio sugerem extensão relacionada com a fase de pré – abertura do Atlântico Norte e o mar de Tétis **(Terrinha, 1998)**.

O regime passou de predominantemente distensivo (Mesozóico) a geralmente compressivo no Cretácico final ao Cenozóico **(Lopes et al, 2000)**.

i) ÁREA DE SAGRES

Corresponde à área compreendida entre Torre de Aspa e Praia do Zavial. Neste sector as rochas do Paleozóico afloram apenas na parte mais a noroeste. Pertencem à Formação da Brejeira (Namuriano – Vestefaliano). A partir da Ponta do Telheiro já não aflora na área qualquer rocha de idade paleozóica, apenas se podem visualizar formações Meso – cenozóicas.

Emerge também neste sector a formação triásica Grés de Silves. As povoações de Vila do Bispo e Raposeira estão construídas por cima de uma das principais unidades desta formação: os Arenitos de Silves. Junto à costa, na Praia do Telheiro e na Ponta Ruiva encontram – se importantes afloramentos de Grés de Silves, no limite com as rochas paleozóicas. É de notar que a espessura dos Arenitos de Silves diminui de E para W variando entre 25m na zona de Vila do Bispo e 10m na Praia do Telheiro (**Palain, 1976**). Os Grés de Silves são atravessados por vários afloramentos de rochas ígneas, como filões basálticos de orientação geral N – S ou NNE – SSW – particularmente abundantes a sudoeste da Raposeira – ou escoadas de doleritos e basaltos doleríticos pós – triásicas.

É de ressaltar que o Jurássico inferior está particularmente bem exposto e preservado neste sector através da formação sinemuriana Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche. Os dolomitos e calcários dolomíticos, geralmente maciços, finamente cristalinos ou sacaróides que constituem a referida formação, são das camadas mais duras das orlas meso-cenozóicas do Algarve e originam relevos mais ou menos marcados na morfologia da região, particularmente para leste do meridiano da ponta de Sagres.

O Jurássico médio cobre uma extensa área deste sector, apresentando duas fácies: uma pelágica, transrecifal (localizada na Praia da Mareta) e outra, de dimensões superiores, de características lagunares e anterrecifais que aflora entre Ponta Garcia e a Zorreira. A segunda formação referida aflora também desde a Foz do Bençoitão até à Ribeira do Vale Pocilgão.

As formações do Jurássico superior que afloram neste sector estão localizadas junto à costa, entre Ponta dos Curais (a noroeste de Sagres) e a foz da Ribeira do Pocilgão (a Este da Praia do Zavial). São constituídas por calcários, calcários margosos, e dolomitos. Existem ainda nesta área, afloramentos de idade imprecisa que constituem uma faixa quase ininterrupta entre a Ponta de Sagres e a Ponta da Torre, nos quais não é possível determinar paleontologicamente o limite Portlandiano – Kimeridgiano.

Apenas um pequeno afloramento do Cretácico inferior se visualiza nesta área (na Praia do Zavial).

O Miocénico também se encontra em dois afloramentos: o maior estende – se a NE de Sagres de um e outro lado da estrada que liga esta localidade a Vila do Bispo e o menor situa-se na Praia do Zavial encostado a uma falha NNE – SSW.

O Pliocénico é constituído por formações continentais e outras marinhas. Os depósitos mais importantes situam – se em Pena Furada e Torre de Aspa. As areias Plistocénicas encontram – se isoladas, em depósitos pouco espessos de antigas praias e dunas (consolidadas ou móveis).

As arribas e a plataforma continental estão cobertas por dunas consolidadas do fim do Plistocénico que se encontram bem preservadas na Ponta de Sagres e nas praias do Castelejo, Telheiro, Armação Nova e Mareta. As areias de dunas móveis encontram – se predominantemente nas área de Sagres e Cabo de S. Vicente ou seja, nas zonas mais expostas aos ventos. Os afloramentos maiores, de orientação NW – SE encontram – se entre Ponta Ruiva até Botelha (NNW de Sagres). Pequenos afloramentos surgem na Praia do Martinhal e a Norte do Forte de Belixe. Os depósitos dunares, consolidados ou móveis, testemunham as variações do nível do mar e/ou movimentos verticais da crosta verificados durante o Pliocénico – Quaternário no Algarve oeste.

É notório nesta área a presença de filões, derrames, chaminés que assinalam a importância da actividade magmática na faixa litoral e sub – litoral do Algarve. Os filões preenchem a maior parte das fracturas que afectam as rochas da zona e são bem visíveis nas falésias. Os melhores situam – se na Praia da Baleeira (Sagres) e na Ponta da Fisga (Zavial). Na estrada que liga Vila do Bispo a Raposeira existem inúmeros filões basálticos. Podem visualizar – se bons afloramentos na Praia do Martinhal e um derrames relativamente extensos situados a sueste da Raposeira e a sueste de Vila do Bispo próximo do Carapetal.

Os dados estratigráficos e paleontológicos indicam que a área de Sagres constituía um grande bloco, uma espécie de promontório que separava a margem ocidental portuguesa da margem sul, no Jurássico. Tanto as sequências sedimentares mesozóicas como as cenozóicas são muito menos espessas nesta zona do que em qualquer outra da bacia.

Os dados recolhidos nas formações jurássicas desta área e as várias estruturas associadas a episódios tectónicos nela presentes demonstram que terão ocorrido episódios distensivos durante o Hetangiano, o Bajociano, Caloviano e Kimeridgiano – Portlandiano (**Terrinha, 1998**).

Existem nesta área depressões de origem fluvial e cársica desenvolvidas em rocha branda do Complexo margo – carbonatado de Silves ou em áreas tectonicamente favoráveis – baixas algarvias. Trata – se de um conjunto de depressões de forma e orientação variadas reconhecidas na região algarvia. As baixas algarvias diferem bastante dos entalhes da plataforma litoral ocidental pois a diferente natureza do substrato assim o determina: xistente nos entalhes da fachada ocidental e carbonatado, com injecções de rochas ígneas nas baixas algarvias.

De destacar é a baixa de Vila do Bispo (observável a montante desta povoação) que atinge cerca de 3km de largura. Nela emergem pequenas colinas que são relevos estruturais em filões e chaminés de rocha ígnea (**Ramos Pereira, 1990**).

ii) ÁREA DO BURG AU

Esta área começa no extremo oriental da Praia do Zavial e termina na Praia do Burgau (um dos extremos do PNSACV). As formações nela encontradas situam – se desde o Carbónico até à actualidade. Assim, as rochas paleozóicas aflorantes são atribuídas ao Grupo do Flysch Carbónico – Formação da Brejeira – constituído por xistos e grauvaques. São afloramentos observáveis na zona entre Quinta de N. Sr.^a de Guadalupe e Vale do Boi de xistos cinzentos, amarelados ou rosados, mais ou menos argilosos. Os grauvaques possuem granulometria variada, apresentando coloração cinzenta, verde, acastanhada ou amarelada., dando às vezes passagem a quartzitos. Existem também alguns tipos de transição entre xistos e grauvaques ou seja, xistos grauvacóides e grauvaques xistosos. Na zona de contacto entre as rochas carbónicas e as formações mesozóicas vêm – se com frequência, filonetes de quartzo atravessar os xistos. De maneira geral a orientação das camadas carbónicas é SW – NE rodando por vezes para SSW – NNE.

Regra geral, no Algarve, as formações da base do Mesozóico assentam em discordância angular sobre as rochas do Carbónico. Nesta área, este facto só é observável na região de Budens. As povoações de Figueira, Vale de Boi e Budens foram construídas sobre a unidade inferior dos Grés de Silves: os Arenitos de Silves. A unidade superior dos Grés de Silves – Complexo margo – carbonatado de Silves – aparece na Área do Burgau num afloramento entre Figueira e Vale do Boi, ao qual se sobrepõem os Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche ou os Calcários calciclásticos, oolíticos e bioérmicos do Dogger. Os afloramentos do Complexo margo-carbonatado de Silves situam-se numa banda de orientação geral E-W, sempre a sul e por cima dos arenitos de Silves correspondendo a espessa série pelítica, margosa e calcário-dolomítica, no interior da qual são correntes rochas verdes. A espessura do complexo varia entre 80m (Budens) e 200m (leste de Silves).

Os afloramentos desta área são predominantemente do Jurássico e do Cretácico inferior. Os Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche (Jurássico inferior), além de aflorarem na zona de Vale de Boi, como foi referido anteriormente – podem ser observados imediatamente a

Norte da localidade de Burgau. A formação do Jurássico médio – Calcários calciclásticos, oolíticos e bioérmicos – aflora numa faixa de direcção SW – NE entre Figueira e Almádena.

Nesta faixa afloram na zona da praia da Figueira, Praia da Salema e na Ponta de Almádena os dolomitos do Kimeridgiano – Portlandiano. As formações do Cretácico inferior são abundantes e observáveis entre a Praia da Figueira e a Praia do Burgau.

Também afloram localmente depósitos pouco espessos do Miocénico médio (baía a E da Ponta de Almádena) e algumas areias e conglomerados Plio – quaternários.

À semelhança do extremo ocidental do Algarve, também nesta área ocorrem numerosos afloramentos de natureza ígnea, com particular incidência na região de Figueira e de Budens. Estas manifestações vulcânicas encontram – se maioritariamente associadas ao Complexo margo – carbonatado de Silves, no entanto, nesta área ocorrem também nas formações do Cretácico inferior. Encontram – se com frequência diques básicos a atravessar as falhas N – S que cortam o Cretácico inferior. Estes diques pertencem ao Cretácico superior e estão geoquimicamente relacionados com a intrusão de Monchique **(Martins, 1991)**.

De enfatizar é também o limburgito passando a ancaramito que existe no Monte do Forte (entre a Praia da Salema e a Ponta de Almádena, além dos basaltos e basanitos (em derrame) que afloram entre a zona Este de Budens e a localidade de Figueira.

Estruturalmente, a Área do Burgau, pode ser dividida em dois domínios separados pela falha de Espiche. Esta falha tem pelitos e evaporitos do Hetangiano (Jurássico inferior) que actuaram como horizonte de descolamento no movimento da falha.

Estruturas de compressão são observadas com frequência nesta área provavelmente devido ao facto da inversão ter sido concentrada na Falha de Espiche (por esta ser lubrificada pelos pelitos e evaporitos). Esta área é dominada por falhas normais de direcção NE – SW.

Esta área sofreu uma grande influência da extensão ao longo da margem oeste de Portugal, bem como influência do movimento diferencial de África em relação à Ibéria.

Foram também identificadas estruturas compressivas datadas desde o Jurássico até ao Quaternário. A quantidade de estruturas deste tipo datadas do Jurássico, encontradas nesta área, desmistifica a ideia generalizada de que as estruturas compressivas são predominantemente atribuídas ao Miocénico (na margem portuguesa). Estudos de reflexão sísmica e fotografia aérea corroboram a existência de episódios de inversão tectónica no Mesozóico **(Terrinha, 1998)**.

Entre Sagres e o Burgau as rochas mais resistentes, como os calcários compactos do Jurássico superior e os filões ígneos de basalto e dolerito formam colinas. O relevo é menos

monótono devido ao trabalho erosivo de uma densa rede hidrográfica que se instalou. O entalhe e a evolução das vertentes são responsáveis pela escassez de depósitos cenozóicos que só se conservaram nesta região, nos topos das colinas, sob a forma de areia média a grosseira solta e de seixos em forma de amêndoa ferruginizados.

O relevo é menos monótono do que o da área de Sagres, contribuindo para este facto a existência de uma rede hidrográfica relativamente densa. Nesta área, o entalhe e a evolução de vertentes são responsáveis pelo desaparecimento de depósitos, existindo nos topos, em geral, uma cobertura de areia média a grosseira solta, e alguns seixos em forma de amêndoa, ferruginizados.

IV – LOCAIS DE INTERESSE GEOEDUCATIVO DO PNSACV

Na área em estudo, foram escolhidos 12 locais, com base na sua variedade geológicas e nas boas acessibilidades, para se tornarem pontos de referência no PNSACV no âmbito da organização de visitas de estudo. Cada um dos sítios escolhidos reúne testemunhos de vários episódios geológicos, ocorridos desde o Paleozóico até à actualidade.

Foram seleccionados alguns sítios, em cada um dos quatro concelhos que fazem parte do PNSACV: Pessegueiro e Malhão (concelho de Sines); Vila Nova de Milfontes, Almogrove, Zambujeira (concelho de Odemira); Amoreira, Arrifana e Carapateira (concelho de Aljezur); Ponta do Telheiro, Belixe, Mareta e Burgau (concelho de Vila do Bispo).

Nem todos os locais dignos de referência foram explorados neste trabalho, não por não serem dignos de destaque, mas devido ao facto do plano inerente a este estudo, contemplar preferencialmente zonas do PNSACV de fácil acesso à comunidade escolar e ao público em geral.

1. Praia da Ilha do Pessegueiro

O Paleozóico está representado pela formação de S. Luís (Devónico superior - Carbónico inferior), constituída por xistos siliciosos e xistos luzentes (filitos). Os xistos encontram – se por vezes muito enrugados apresentado de uma maneira geral inclinação entre os 24° e os 58°, orientada para os quadrantes E a NE.

Os intensos esforços tectónicos a que estes materiais foram sujeitos originaram uma rede de diaclases preenchidas por veios de quartzo (**A1**). Estes veios resultaram da exsudação de quartzo quando estas rochas se encontravam a uma maior profundidade, a altas temperaturas e tinham um comportamento plástico (metamorfismo regional). Observam – se nos xistos formas de corrosão recente – alvéolos – que se formam pela presença de água salgada, elemento que favorece a dissociação por hidrólise dos silicatos.



A1 – Veios de quartzo de exsudação em rochas metassedimentares paleozóicas

Imediatamente abaixo da fortaleza, na praia, sobre os materiais paleozóicos, encontra – se depositado um conglomerado com cerca de 0,5m a 1m de espessura, constituído por calhaus rolados de quartzito e grauvaques (**A2**). A matriz, essencialmente arenosa, é muito reduzida. Trata – se de um depósito de praia fossilizado (areia de praia consolidada com seixos rolados e conchas). Esta praia fossilizada é posterior ao depósito de calhaus rolados acumulados sobre as rochas paleozóicas que constituem a base da arriba. São calhaus soltos e rolados de quartzitos, atravessados por filonetes de quartzo. O leito de calhaus rolados na base, pode

atingir até 70 cm de espessura. Quando o mar aplanou o substrato Paleozóico há aproximadamente 5 MA, os quartzitos, por serem mais resistentes, não foram alterado e destruídos pelo mar como os clastos de xistos. Os quartzitos foram partidos e rolados e conservam – se até hoje em muitas praias da plataforma litoral.



A2 - calhaus rolados de quartzitos paleozóicos com filonetes de quartzo

É notória a ausência de litologias mesozóicas (com excepção de um filão sub-vertical de rocha ígnea atribuído ao Mesozóico **(A3)** que atravessa a arriba sobre a qual está construída a fortaleza). Tal lacuna deve – se provavelmente ao facto de todas as formações mesozóicas terem sido erodidas.



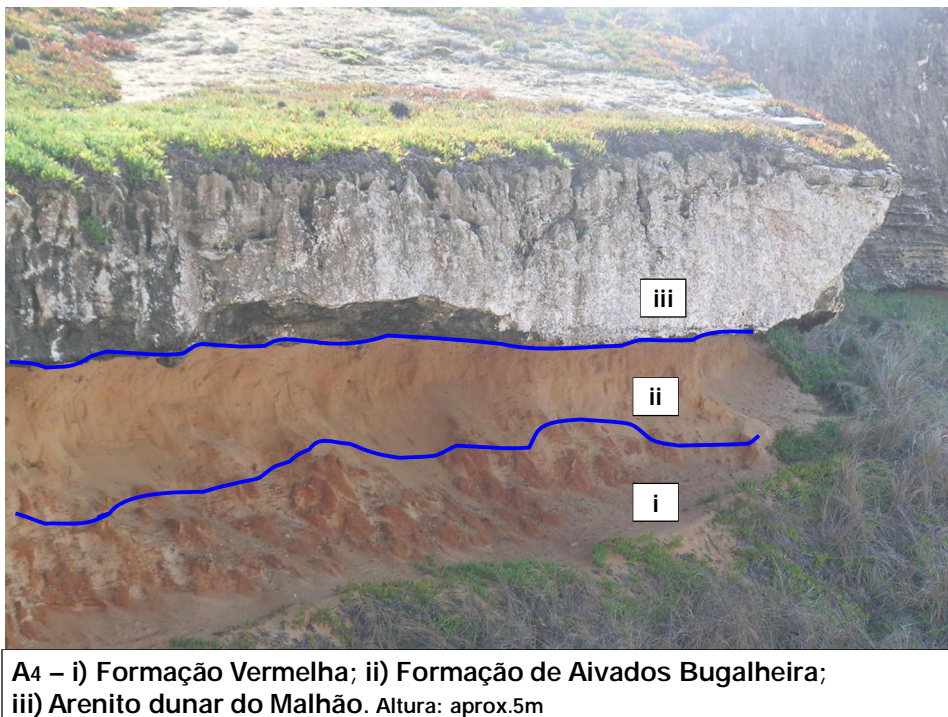
A3 - Filão sub-vertical de rocha ígnea atribuído ao Mesozóico

Sobre nível de calhaus rolados, encontram – se alguns metros de um depósito arenoso alaranjado Plio – pliocénico de fácies marinha e fluvial, consolidado por um cimento ferruginoso – Formação Vermelha (FV). Esta formação é entrecortada por depósitos (Leques aluviais) que evidenciam a ocorrência de episódios de escoamento torrencial, constituídos por clastos sub – angulosos de quartzo, quartzito e xisto, envolvidos por uma matriz arenosa. Estes leques aluviais podem ser observados a meio das escadas que dão acesso à praia, que fica imediatamente abaixo da fortaleza.

A FV terá sido depositada quando, durante o Pliocénico, a plataforma litoral foi sujeita a submersão. Esta formação constitui a arriba desde a fortaleza até à foz do Barranco do Queimado (situado a cerca de 1km mais a sul).

A cobrir os materiais da Formação Vermelha, encontram – se depósitos de natureza também arenosa, mais claros que o subjacentes. Estes arenitos são pouco consolidados e têm origem marinha – Formação de Aivados Bugalheira (FAB). Esta formação ter – se – à depositado durante o início do Quaternário, aquando da ocorrência de um episódio de transgressão marinha.

Os depósitos cenozóicos anteriormente descritos, estão cobertos e protegidos por arenito dunar com espessura que não ultrapassa os 3m (A4).



A4 – i) Formação Vermelha; ii) Formação de Aivados Bugalheira;
iii) Arenito dunar do Malhão. Altura: aprox.5m

Neste arenito de deposição sub – horizontal – Arenito dunar de Malhão (AdM) – observa-se estratificação entrecruzada fina e uma laminação ondulada. A orientação dos eixos

daquelas ondulações é variada, de WSW – ENE a N – S e, tratando – se de verdadeiros ripples, sugere ventos geradores de noroeste a oeste. Os distintos feixes que se observam sobrepostos nas dunas consolidadas formaram-se por alternância de diferentes condições ambientais. Este arenito dunar é muito compacto e dificilmente fragmentável **(A5)**.



A5 – estratificação em concha, em campo dunar fossilizado

Nesta formação, podem visualizar-se inúmeros icnofósseis, sob a forma de rizoconcreções **(A6)** que resultaram da deposição de carbonato de cálcio – trazido em solução pelas águas intersticiais – sobre as raízes de plantas que povoaram aquele campo dunar, antes da sua consolidação. Também as manchas brancas que aqui se visualizam, resultaram de carbonato de cálcio precipitado em fendas por dissolução de conchas, promovida pela água da chuva. A vegetação que colonizava essas dunas, foi degenerando à medida que ocorria a cimentação dos sedimentos por carbonato de cálcio, oriundo de fragmentos de conchas que se encontravam misturados com a areia.



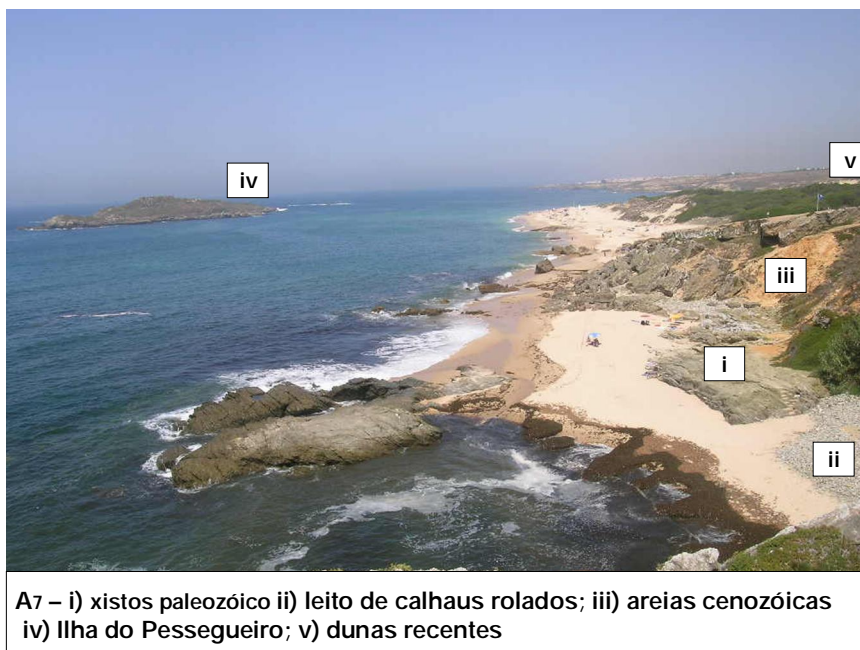
A6 – rizoconcreções em campo dunar fossilizado

Este campo dunar deve ter sido formado a partir de areias que ficaram emersas quando ocorreu uma grande regressão do mar, durante o Wurm. A maioria dos autores concorda em datar o último período glacial, correspondente a um mínimo da temperatura média global e a um máximo de retenção de água sob a forma de gelo nas regiões circumpolares e nos glaciares de montanha, de há cerca de 18000 anos (final do Plistocénico).

Embora não seja possível avançar uma cota mínima para o nível médio do mar com validade universal, certo é que, por altura do último máximo glacial este se encontraria pelo menos 120m abaixo do actual (**Jelgersma e Tooley in Freitas *et al*, 2003**) Terá sido nesta altura que se formou o campo dunar que ainda se pode visualizar hoje sob a forma fossilizada – ilha do Pessegueiro.

O episódio de subida mais recente acompanhou o aquecimento generalizado do clima que se fazia sentir no Holocénico e é conhecido por transgressão flandriana. Esta transgressão terá posteriormente arrasado os arenitos dunares formados, correspondendo deste modo o topo actual talhado nesses arenitos a uma plataforma rochosa litoral herdada que tem vindo desde então, a ser sujeita à acção da carsificação.

A ilha que se encontra neste sítio tem cerca de 0,5 km² e dista aproximadamente 300m da praia (**A7**). A porção sub aérea da ilha, que culmina a 22m de altura com o fortim do Pessegueiro, é quase inteiramente composta por calcarenitos plistocénicos. Trata – se de um sistema dunar fossilizado que se terá formado sobre a peneplanície costeira pré – existente acompanhando a área vestibular de um curso de água.



Este campo dunar fóssil faz parte de um grande grupo de formações de origem eólica que afloram entre S. Torpes e Sagres. Trata – se de um dos grandes campos eolianíticos do mundo **(Neto de Carvalho, C. et al, 2003)**.

A idade da formação eolianítica desta ilha, embora sem datações efectuadas, foi atribuída por Zbyszewski (1940) ao Plistocénico superior. Os arenitos dunares são azóicos pelo que, a idade destas formações eólicas, só pode ser encontrada através do seu enquadramento sedimentar. A maior parte dos sedimentos que enquadra os arenitos dunares são também azóicos, conhecendo – se apenas uma data aproximada. Geralmente, são atribuídos ao máximo regressivo wurmiano, no entanto, reconheceu duas gerações de arenitos dunares no Pessegueiro: a 1ª geração é testemunhada pelo arenito dunar que constitui a arriba sobre a que está construída o forte e o ilhéu é o resquício da segunda geração. Zbyszewski propôs uma idade rissiana para o arenito dunar da arriba e uma idade wurmiana para o arenito que forma o ilhéu do Pessegueiro por estar em posição topográfica mais baixa e depositado sobre turfa. Esta hipótese terá sido confirmada por Schroeder – Lanz (1971) através da datação radiocronológica que forneceu uma idade 39420 + - 2340 BP **(Ramos Pereira, 2002)**.

Nas unidades aflorantes da ilha do Pessegueiro existem pelo menos 6 horizontes estratigráficos com pegadas e pequenos trilhos de grandes vertebrados, os primeiros registos em todo o Cenozóico português. **(Neto de Carvalho, C. et al, 2003)**.

Do cimo da fortaleza, avista-se, para Norte, um campo de dunas recentes não consolidadas. Pela posição que ocupam – a encimar arribas com cerca de 10m de altura – não se podem relacionar com as praias de hoje que são muito estreitas ou inexistentes. São pois, formações herdadas, que testemunham um nível do mar mais recuado, deixando emersas praias mais extensas. Estas dunas encontram – se em fase de consolidação, fenómeno que se pode observar junto à arriba da praia da Bica Vermelha.

Nesta zona, é notória a evolução das arribas pelo ataque dos agentes erosivos. Os processos de erosão hídrica que mais contribuem para a evolução desta vertente costeira são o ravinamento (*rill – wash*) e o desabamento. O ravinamento desenvolve – se sobre os materiais pouco coerentes da FV, formando incisões que não ultrapassam os 40 cm de profundidade. Este processo ocorre nas zonas que não estão protegidas pelo arenito dunar, deixando os materiais que constituem a FV demasiado expostos à acção da água de escorrência. Também a acção do vento e o impacto da chuva contribuem para a erosão da vertente talhada em areias Plio – pliocénicas que, ao recuar, vão deixando as cornijas de arenito dunar em saliência. Estas, devido à perda de sustentação, acabam por se quebrar dando origem ao desabamento de

grandes blocos. A posição dos blocos desabados de arenito, cobrindo parte da vertente talhada em areias Plio – plistocénicas, funciona normalmente como um factor de estabilidade para essa vertente, porque impede a acção erosiva do mar **(A8)**.



A8 – Desabamento do topo da arriba, constituído por dunas consolidadas (em consola sobre areias cenozóicas friáveis)

2. Malhão

Entre a Praia da Ilha do Pessegueiro e a praia do Malhão, existe um areeiro que testemunha a penetração do mar cerca de 3km em relação à linha de costa actual. Este areeiro localiza – se ao km 6 na EM 1072, que liga Porto Covo a Vila Nova de Milfontes. Trata – se de uma acumulação de areia com 4 a 6 m de altura, de grão médio a grosseiro, quartzosa, rolada, onde se reconhecem vestígios de conchas de animais marinhos.

As rochas paleozóicas presentes nesta praia são atribuídas ao Devónico superior – Carbónico inferior. Trata – se do Complexo Vulcano – Silicioso do Cercal, que contacta lateralmente com outra formação atribuída ao Paleozóico: a Formação da Brejeira (Carbónico superior).

Na arriba Este da praia assiste-se a uma boa estratificação: distinguem – se com nitidez as camadas de xisto (com xistosidade) das camadas de grauvaques (mais espessas e uniformes). Estes turbiditos estão bastante dobrados, apresentando várias estruturas do tipo sinforma e antiforma. As dobras têm direcção NW – SE, charneiras mergulhantes para NW e a superfície axial a inclinar para NE. Esta deformação testemunha movimentos compressivos de direcção NW – SE (**B1**).



B1 – deformação dúctil em xistos e grauvaques paleozóicos

É de ressaltar o facto de existir uma camada de calhaus pequenos rolados ao longo da arriba, a cerca de 20m de altitude, entre o substrato e as areias de duna. Esta camada testemunha uma superfície de abrasão marinha que se terá formado há cerca de 5 Ma como

consequência de uma transgressão. Este nível observa – se ao longo de toda a costa ocidental, a diferentes cotas **(B2)**.



B2 – nível de calhaus rolados na base das areias cenozóicas

Existem nesta praia filões de rocha ígnea básica, atribuído ao Cretácico que afloram em vários pontos, mas predominantemente na parte sul **(B3)**. Estes filões estão relacionados com a intrusão do Maciço Eruptivo de Sines, que ocorreu há cerca de 72 ± 3 Ma (Ciclo alcalino). A intrusão de rocha ígnea terá ocorrido quando se deu abertura do Atlântico. Do ponto de vista petrográfico, as rochas associadas a este maciço eruptivo têm textura granular (gabros, dioritos e sienitos quartzíticos) e filoneana (basaltos com afinidades limburgíticas, doleritos, microdioritos, microsienitos, traquitos e lamprófitos).



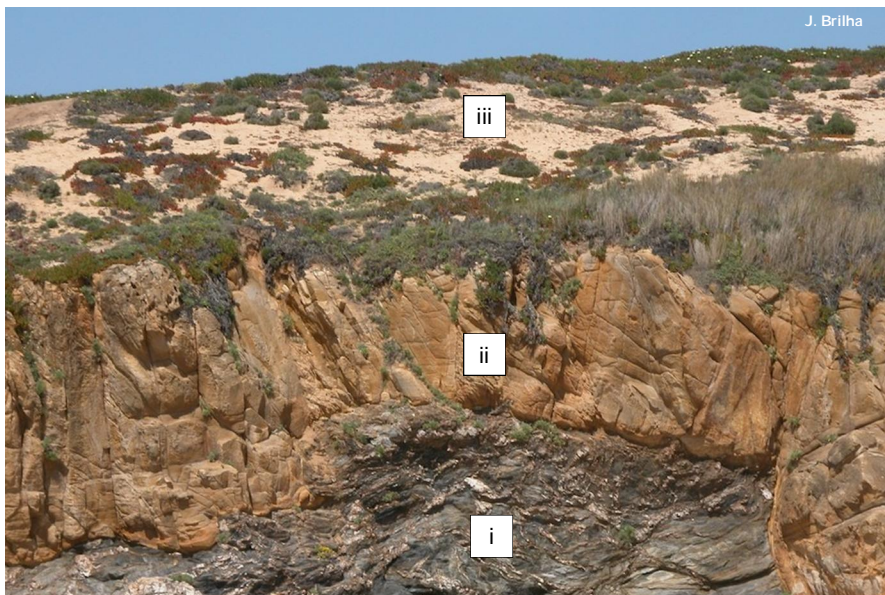
B3 – filão alterado de rocha ígnea mesozóica

Esta rocha tem textura porfírica. Os orifícios que se podem ver na matriz da rocha correspondem a grandes cristais de minerais ferro-magnesianos que foram alterados pela água do mar **(B4)**.



B4 – filão alterado de rocha ígnea mesozóica (detalhe com textura porfírica)

O primeiro filão que se encontra corta a arriba talhada em turbiditos paleozóicos **(B5)**. Tem direcção NE – SW. Nele podem observar – se várias auréolas resultantes da alteração supergénica dos minerais, da periferia para o centro, em bandas milimétricas.



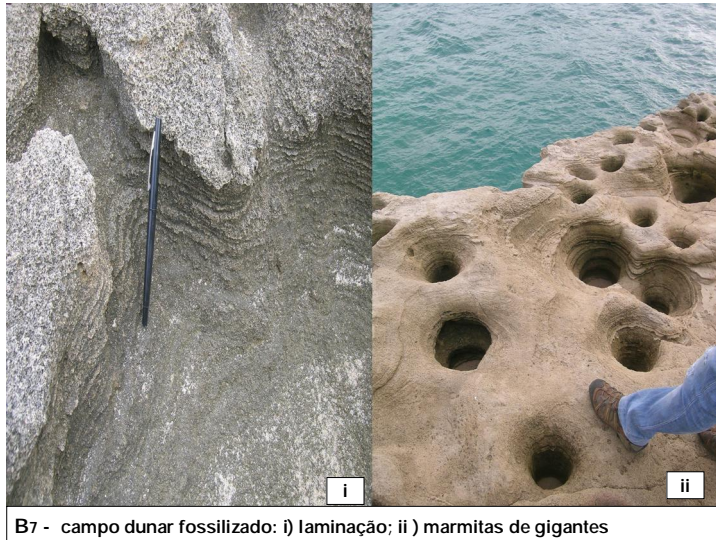
B5 – i) rochas paleozóicas; ii) filão mesozóico; iii) dunas actuais (arriba com aprox.8m de altura)

Uns metros mais para sul, surge outro filão, verdadeiramente invasivo: tem cerca de 30 m de largura e 10 – 15m de espessura. A arriba deste ponto da praia é talhada nesta rocha ígnea. Também é a partir daqui que se começa a ver em afloramento sobre a arriba um campo dunar fossilizado (Arenito dunar de Malhão) **(B6)**. Este campo é muito vasto ocupando cerca de 15 km entre o sul da praia do Malhão e o norte de Vila Nova de Milfontes.



B6 – arriba litoral com filão mesozóico coberto por dunas consolidadas (altura: aprox. 5 m)

Imediatamente a Sul da praia do Malhão, o arenito dunar atinge cerca de 15m de espessura, num corte que é uma superfície de erosão que trancou as dunas consolidadas. Distinguem – se conjuntos com inclinações opostas, para NW e SE principalmente. As maiores inclinações predominam nas lâminas que mergulham para SE. As fortes inclinações e o grande comprimento de onda sugerem e que se trata de verdadeiras dunas e não de ripples. Estas areias eólicas foram colonizadas por vegetação como demonstram as numerosas rizoconcreções que se encontram neste campo dunar fossilizado **(Ramos Pereira, 1990)**. Nele também se visualizam marcas de abrasão marinha consequente da imersão deste campo dunar aquando da posterior subida das águas marinhas. Este arrasamento ficou testemunhado pelas inúmeras marmitas que existem sobre este arenito **(B7)**.



O arenito dunar que forma a parte terminal da arriba sul desta praia está inclinado em direcção ao mar, constituindo um resistente promontório **(B8)**.

A zona sul da praia do Malhão é um óptimo sítio para se estudar a relação entre o tipo de litologia que constitui as arribas e a evolução do litoral. Assim observa – se que o arenito que forma a parte cimeira da arriba desaba com mais frequência quando é suportado por areias (independentemente destas atingirem uma espessura considerável) do que quando é suportado por xistos e grauvaques. De facto, apesar de existir uma grande camada de areias (cerca de 20m) a suportar o peso do arenito dunar, estas são alvo fácil dos agentes erosivos e permitem a queda de grande blocos de arenito dunar. Pelo contrário, a duna fóssil que assenta sobre as rochas paleozóicas desaba com menos frequência, o que se pode constatar observando o número de blocos de arenito dunar caídos na base da arriba.



As formações com menos idade são um grande campo de dunas recentes (na zona Norte desta praia) **(B9)**.



B9 – campo de dunas recentes

3 Vila Nova de Milfontes (Ponta do Farol)

Um dos melhores pontos para se observar a cronologia dos acontecimentos geológicos aqui registados é a Ponta do Farol.

Esta ponta é talhada em rochas paleozóicas que constituem a Formação de Mira (Namuriano, Carbónico). A sua característica mais marcante é a dominância de turbiditos finamente estratificados, com baixa relação areia/ argila. De facto, aqui abundam xistos em detrimento dos grauvaques.

Deste local, visualiza-se para o interior, a Serra do Cercal, que limita a oeste a plataforma litoral **(C1)**. Esta serra é um semi-horst. A vertente ocidental é uma escarpa de falha e a vertente oriental é um basculamento em direcção à Bacia do Sado **(Pimentel, 1997)**. A sua origem resultou de movimentos que ocorreram após a deposição da Formação Vermelha (Plistocénico/Quaternário).



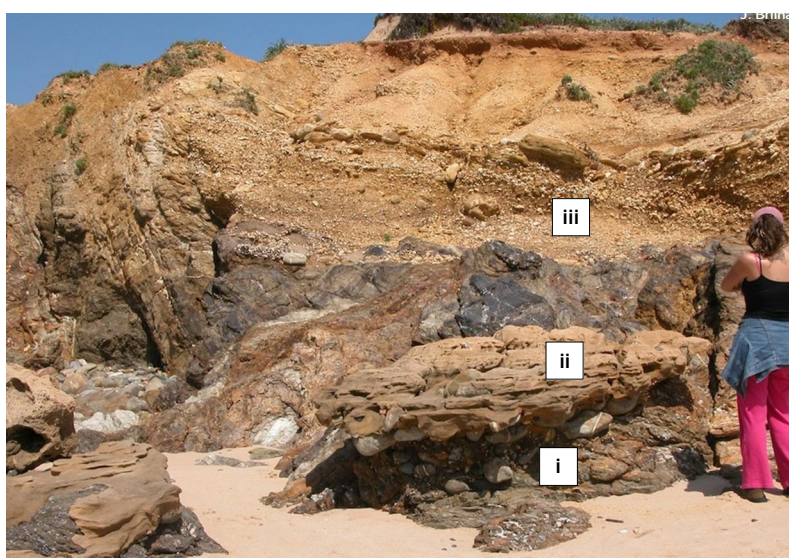
C1 – Serra do Cercal

Imediatamente a S da Ponta do Farol vê – se a foz do rio Mira **(C2)**. O entalhe deste rio – que nasce na Serra do Caldeirão e corre de SE para NW – deu – se posteriormente à formação da plataforma litoral aplanada. Terá ocorrido logo após a elevação da Serra do Cercal, aproveitando o balanceamento para NE de um dos blocos que constituem o alinhamento de relevos Carregoussal – S. Teotónio **(Ramos Pereira, 1990)**.



C2 – foz do rio Mira

A arriba e a plataforma rochosa entre a Pedra da Foz e a Pedra do Patacho estão talhadas em vários depósitos. Numa extensão de cerca de 50m visualiza – se nesta arriba um grande paleocanal que entalha o substrato de xistos. O entalhe de cerca de 5m nos xistos parece corresponder ao fundo irregular de um canal de escoamento no qual se podem encontrar os seguintes depósitos: arenito fino, amarelado e alaranjado; depósito conglomerático heterométrico, com estruturas em fundo de canal e depósito argilo – arenoso com lascas de xisto. Estes depósitos que devem estar relacionados com as primeiras fases do entalhe do Rio Mira, encontram – se cobertos por uma capa de areias eólicas carbonatadas **(C3)**.



C3 – i) “beach rock”; ii) arenito dunar; iii) paleocanal

Nas Pedras do Patacho e da Foz observam-se estruturas do tipo *beach rock*. Trata-se de areias consolidadas que têm como base um conglomerado de grandes seixos rolados. A cobrir este resquício de uma praia quaternária, embutida a 2m de altitude (**Zbyszewski, 1958**), está o Arenito dunar de Aivados (Ada). Este depósito sedimentar resultou da consolidação de sedimentos de origem eólica (os grãos estão muito bem calibradas). O facto de possuir rizoconcreções e estruturas entrecruzadas típicas também justifica a sua interpretação como campo dunar fossilizado.

O arenito dunar existente entre as Pedras do Patacho e da Foz é bastante lapiasado; possui uma superfície muito irregular e cheia de saliências muito aguçadas (**C4**). Observam – se neste local várias formas de corrosão química e bioquímica. O lapiás é originado por erosão química na faixa sujeita à salsugem.



C4 – arenito quaternário lapiasado

Entre as referidas pedras, há uma área deprimida imersa na maré-cheia (**C5**). Verifica-se aí, uma zonação de formas: lapiás na Pedra do Patacho, depressões no arenito dunar, marmitas litorais, uma área de acumulação de areias onde se formam dunas hidráulicas, e finalmente um agueiro por onde circula sempre a água. As marmitas litorais, de acordo com a sua dimensão são denominadas *mares* (mais profundas do que largas) ou *vasques* (largas mas com pequena profundidade). Todas estas estruturas que se visualizam na superfície do arenito são marcas de abrasão marinha consequente da imersão deste campo dunar, aquando da subida das águas marinhas no Plistocénico médio.



C5 – arenito quaternário com marcas de abrasão marinha

As dunas consolidadas são mais antigas do que as dunas móveis que as cobrem. Ambas as formações dunares depositaram-se sobre a plataforma litoral em épocas de regressão marinha. Um nível médio das águas do mar bastante mais baixo do que o actual, permitiu que se formassem espriados arenosos bastante extensos, susceptíveis de serem uma boa fonte de sedimentos para estes campos dunares (o mais antigo e o mais recente).

No contacto entre os xistos e as areias, existem algumas nascentes. Estes escoamentos sub-superficiais, estão ligados às diferentes permeabilidades das rochas atravessadas pelas águas de escorrência. As areias e os arenitos superficiais, como têm uma elevada permeabilidade, não constituem obstáculo para a infiltração da água, que fica retida sobre os xistos, formando aquíferos. Quando surge uma oportunidade de escoamento, a água irrompe à superfície, fenómeno que se pode observar ao longo das arribas desta zona.

4. Almogrove

Esta é uma das melhores zonas para se observar o efeito que os movimentos compressivos que ocorreram durante a formação do supercontinente Pangeia tiveram sobre as rochas que formavam a margem continental, no final do Paleozóico.

Toda a zona costeira compreendida entre a Foz dos Ouriços e a Lapa das Pombas (porto de pesca) revela – se um bom observatório de estruturas de deformação dúctil **(D1)**.



De facto, as rochas mais antigas que aqui afloram pertencem ao Paleozóico, representado pela Formação de Mira (Namuriano, Carbónico) que se encontra nesta zona muito dobrada e deformada **(D2)**, **(D3)**.



É frequente ao longo das arribas a ocorrência de redes de filonetes de quartzo entrecruzados que resultam do preenchimento de pequenas fendas de tracção por sílica. Estes filonetes têm várias orientações mas constata-se que predominam as direcções N-S e E-W **(D4)**.



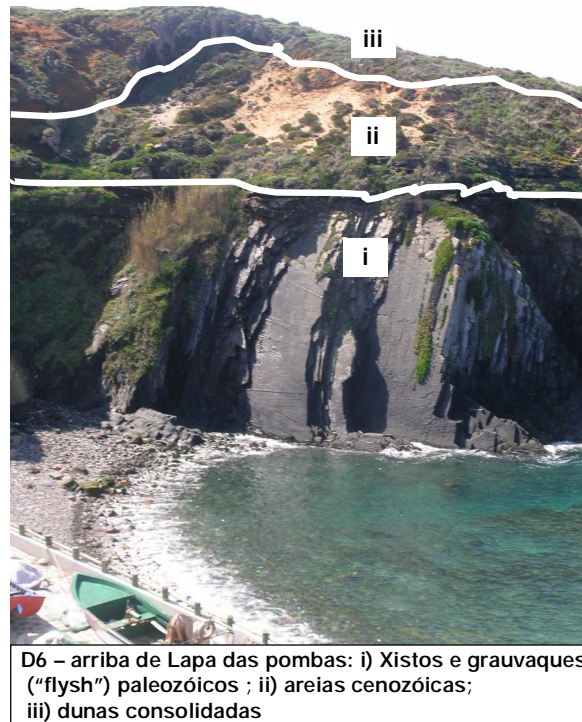
D4 - camada vertical com filonetes de quartzo de exsudação preenchendo fendas de deformação frágil em grauvaques paleozóicos

A Foz dos Ouriços fica imediatamente a norte da povoação de Almogrove. É um local propenso à observação de antiformas e sinformas, estruturas que abundam nas suas arribas **(D5)**.



D5 – antiforma em rochas paleozóicas. Arriba com aprox. 5 m de altura

Mais a sul, encontra – se Lapa das Pombas (o porto de pesca do Almogrove). Trata-se de uma pequena enseada cuja arriba S talha o seguinte afloramento: 10m de camadas de grauvaques alternadas com xistos (flysch) cobertas por cerca de 1m de calhaus rolados cimentados. Por cima destes, encontra – se cerca de 8 a 10m de areias subjacentes a uma camada de arenito consolidado. Este arenito encontra-se coberto por sedimentos eólicos recentes **(D6)**.



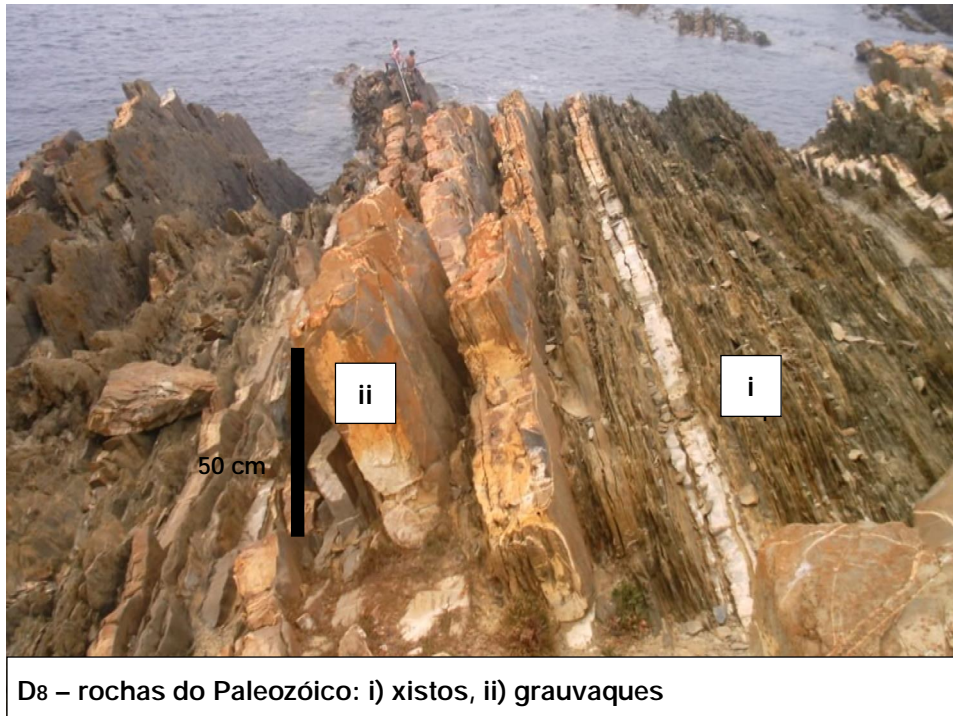
D6 – arriba de Lapa das pombas: i) Xistos e grauvaques ("flysh") paleozóicos ; ii) areias cenozóicas; iii) dunas consolidadas

Imediatamente à direita dos cacifos dos pescadores a sequência é atravessada por uma grade falha normal de direcção NE – SW, que põe em discordância as camadas de rocha paleozóica **(D7)**.



D7 – deformação frágil (falha) em xistos e grauvaques paleozóicos

Nesta praia, as sequências turbidíticas são bastante evidentes: finas camadas de xisto alternam com camadas espessas de grauvaques, com granulometria grosseira, onde facilmente se interpreta a polaridade sedimentar a partir da gradação positiva (diminuição da granularidade da base para o topo). A baixa resistência à erosão dos xistos leva à saliência das camadas de grauvaques **(D8)**.

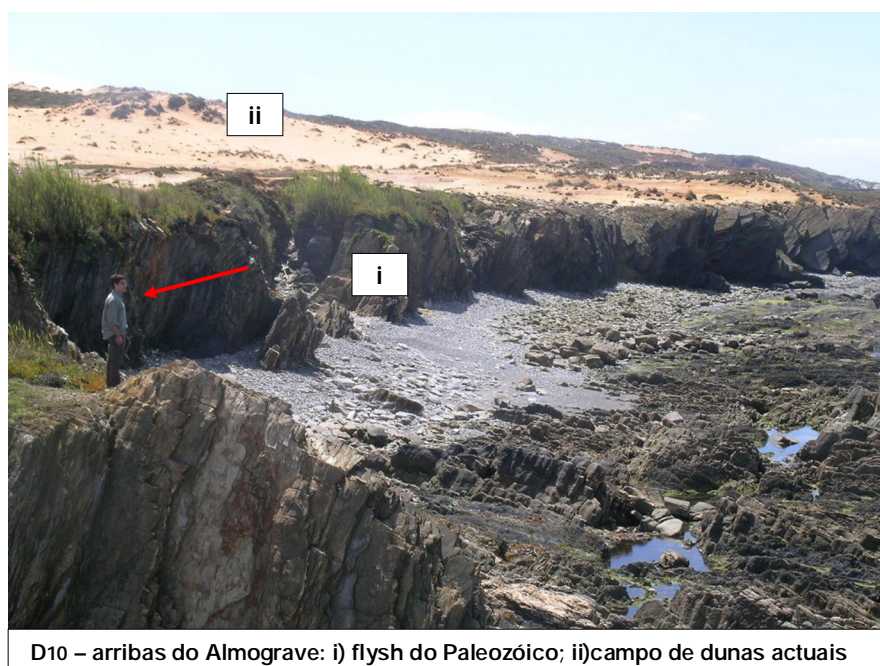


É também evidente neste local a mudança de condições de sedimentação que tiveram na génese das rochas paleozóicas que aqui afloram. Assim, observa – se na base da arriba, a alternância entre e xistos e grauvaques; na parte mais cimeira as camadas de xisto vão desaparecendo em detrimento das camadas de grauvaque que atingem espessuras assinaláveis. Este fenómeno observa – se na arriba imediatamente à esquerda da rampa que dá acesso à praia. Nesta formação, os turbiditos têm microdobras e marcas de corrente (*flute casts*). Neste local são também evidentes estruturas de deformação na arriba: dobras com plano axial mergulhante para NE e falhas.

As areias quaternárias consolidadas estão muito ferruginizadas apresentando formas bastante peculiares consequentes da meteorização que actua sobre estas rochas **(D9)**.



Entre a Foz dos Ouriços e Lapa das Pombas, caminha – se sobre rochas paleozóicas, cobertas por sedimentos Plio – quaternários. Destes últimos, destacam – se os que constituem o campo de dunas actuais, que se estende ao longo alguns quilómetros para N e S (**D10**). As areias que cobrem as arribas são de origem eólica e, tal como todas as formações dunares que acompanham a linha de costa, não estão relacionadas com as praias actuais mas com praias que ficaram expostas quando, em períodos de regressão marinha, a descida do nível do mar permitiu deixar a descoberto grandes extensões de areias, posteriormente sopradas pelo vento.



5.Zambujeira

As rochas mais antigas que aqui afloram pertencem à Formação da Brejeira e são atribuídas ao Carbónico (Namuriano médio - Vestefaliano inferior). Trata – se de rochas metamórficas: xistos, grauvaques e quartzitos.

São bem notórias as diferenças entre xistos e grauvaques nas sequências turbidíticas. Os xistos formam camadas pouco espessas, divididas em planos de xistosidade, ao contrário dos grauvaques que constituem camadas espessas e uniformes **(E1)**.



E1 – sequências turbidíticas de xistos e grauvaques paleozóicos

A arriba N desta praia é talhada em turbiditos que apresentam uma estratificação mais evidente na base da arriba. A parte cimeira da arriba é constituída por grauvaques com baixo metamorfismo. Toda a falésia está bastante fracturada, facto que se pode dever à actuação da orogenia alpina, à meteorização por alívio de carga ou a ambos os fenómenos. A rocha cai em palhetas e blocos de vários tamanhos acumulando – se na base da arriba **(E2)**.



E2 – arriba norte fragmentada. Altura: aprox. 20 m

A cerca de 20m a S da escada que dá acesso à praia, observam-se *boudins* (formas resultantes de distensão) que se geraram nos grauvaques. Estas estruturas não são encontradas nos xistos porque a argila que os constitui acomoda a deformação, enquanto os grauvaques se rompem quando é ultrapassado o seu limite de elasticidade. Esta estrutura tem orientação NE – SW o que traduz uma força distensiva com a mesma direcção **(E3)**.



E3 – deformação dúctil, com *boudins* (níveis “esticados”) nos grauvaques

Aproximadamente 15m mais a sul, observa – se nos turbiditos que formam a arriba Este, uma série de microdobras, que testemunham uma força compressiva de direcção NW – SE **(E4)**.



E4 - deformação dúctil, com microdobras nos xistos e grauvaques

Este é um bom local para se reconhecer o comportamento similar que os materiais têm quer sejam analisado a uma microescala, quer sejam estudados a uma macroescala. Deste ponto da praia reconhece – se, para norte, a existência de uma falha de direcção NW-SE (**E5**).



E5 – arriba norte com deformação frágil (falha)

A arriba sul da praia é talhada no flanco N de uma antiforma (**E6**). Tem na base uma alternância de xistos e grauvaques que vão perdendo nas camadas mais cimeiras os sedimentos de origem argilosa, tornando – se mais grauvacóides.



E6 - arriba sul da praia, com camadas inclinadas para norte, definindo um antiforma

Nas camadas espessas de grauvaque observa – se com facilidade laminação paralela; este é um bom local para distinguir xistosidade de laminação **(E7)**. É também na arriba sul que se pode observar uma falha normal de direcção NW – SE; o bloco abatido apresenta dobras de arrastamento.



E7 – estruturas sedimentares em grauvaques - laminação paralela

De destacar é também o modo como se fracturam os grauvaques: em grandes blocos de arestas angulosas.

Junto à foz da ribeira que desagua nesta praia, visualiza – se uma camada de calhaus sub – rolados de xistos e grauvaques. Os calhaus encontram – se ao mesmo nível que os sedimentos da praia actual.

6. Aljezur/Amoreira

Nesta zona, a plataforma litoral corresponde à área que se estende entre o mar e o bordo ocidental do Fosso de Aljezur. É limitada a oriente por uma falha de direcção N-S a NNE-SSW. O Fosso de Aljezur é uma depressão com forma alongada segundo a direcção N-S com cerca de 5 km de comprimento. A sua largura é aproximadamente 1,5 km. Esta depressão está ladeada pela plataforma litoral (a Oeste) e pela plataforma interior (a Este) que se encontram a cotas superiores a 100m. O bordo ocidental é efectivamente o prolongamento da Falha da Messejana, de direcção NNE-SSW a N-S. Esta falha constitui o limite tectónico entre os terrenos paleozóicos da ZSP e os depósitos cenozóicos do Fosso, funcionando também como limite geológico para os depósitos miocénicos. O abatimento do fosso é na ordem dos 60-70 m. Nesta depressão estão conservados depósitos miocénicos e pliocénicos a cotas mais baixas que os terrenos paleozóicos (**Amaro, 2000**). É deste facto que resulta a conclusão de que esta zona foi alvo de um abatimento e da consequente formação do graben que define o fosso.

As rochas mais antigas que afloram junto à praia da Amoreira, são atribuídas à Formação da Brejeira, datada do Carbónico médio. Tratam – se pois de formações paleozóicas formadas por xistos com intercalações quartzíticas, muito fracturadas e injectadas por um filão de dolerito.

Na parte norte da praia, na maré vazia, é possível caminhar por cima de uma estrutura peculiar, formada por uma série de dobras cortadas na horizontal pela plataforma de abrasão marinha actual (**F1**).



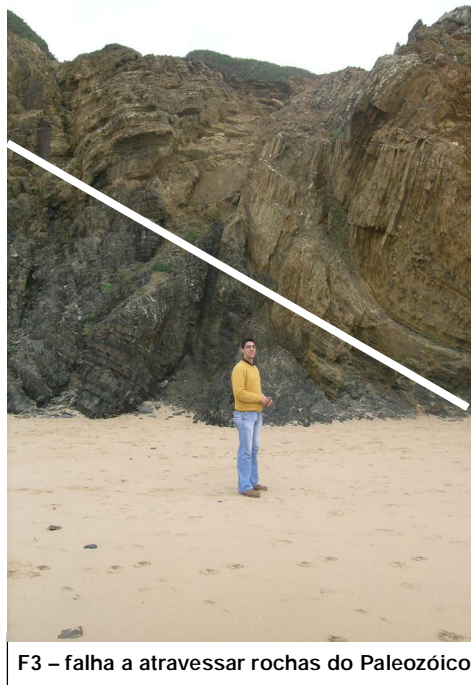
F1-materiais do Paleozóico dobrados e cortados pela plataforma de abrasão marinha actual

Neste local, encontram-se *boudins* atravessados por falhas (**F2**).



F2 - *boudins* atravessados por falhas

Na arriba NE desta praia, vê-se uma falha que atravessa as formações paleozóicas (**F3**).



F3 - falha a atravessar rochas do Paleozóico

É também nesta arriba que se podem visualizar fendas em *échelou* (sigmoidais) preenchidas por quartzo (**F4**).



Imediatamente abaixo do restaurante, observa-se arenito carsificado com grandes calhaus rolados na base (*beach rock*). Também são bastante frequentes as marmitas de gigantes nos arenitos da praia.

O sudoeste português, por ter influências climáticas mediterrânicas, reúne – ao contrário do litoral mais setentrional que tem influências atlânticas – as condições ideais para a formação de arenitos eólicos. Para ocorrer a consolidação dos grãos de areia, para além de ser necessária a presença de água e carbonato de cálcio, é fundamental que as condições climáticas favoreçam o processo, ou seja, que ocorram variações de temperatura e precipitação estacionárias e não chuvas abundante que levem à exportação da água para fora das areias dunares arrastando consigo o bicarbonato (**Ramos Pereira, 2002**).

A existência deste arenito dunar consolidado, permite reconstituir paleopaisagens litorais hoje desaparecidas, aquelas que estiveram na origem do campo dunar fossilizado que se avista na arriba sul. A elevada densidade de diaclasamento que se verifica no arenito dunar que constitui a referida protuberância poderá indiciar uma deformação bastante recente (**Ramos Pereira, 1990**).

Sobre o substrato paleozóico encontra – se vasto campo de dunas actuais (**F5**) que acompanham o troço final Ribeira de Aljezur. As dunas actuais, estão associadas à presença de vegetação que cria maior rugosidade topográfica, dificultando a progressão do vento.



F5 – campo de dunas actuais

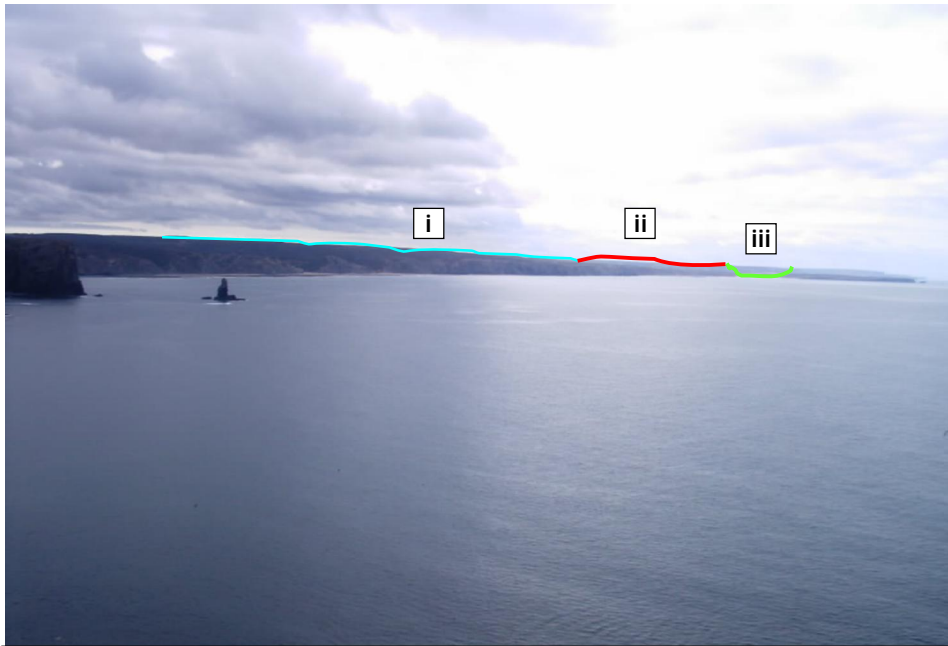
Os sedimentos soltos podem posteriormente, por processos de meteorização, ser aglutinadas por cimento e formarem dunas consolidadas como as que afloram na margem esquerda da foz desta ribeira. A arriba é constituída por arenito dunar com cerca de 10 m de espessura. Trata – se de Arenito dunar de Malhão que constitui aqui um promontório devido à sua elevada resistência à erosão mecânica do mar – Ponta do Penduradouro **(F6)**.



F6 – Ponta do Penduradouro (campo dunar quaternário, fossilizado)

7. Arrifana

Da Ponta da Fortaleza, avista-se para Sul, o afloramento de rochas mesozóicas da Carrapateira (**G1**).



G1 – vista sul da Ponta da Fortaleza: i) Serra de Monchique;
ii) Serra de Espinhaço de Cão; iii) afloramento da Carrapateira

Nestas rochas, está talhada uma superfície de abrasão a cotas de aproximadamente 50m, embutida na plataforma litoral (cuja superfície está nesta região a uma cota de 140m). Ao mesmo nível que a superfície embutida, encontra-se uma, outra talhada nas rochas paleozóicas, observada entre Arrifana e Carrapateira. O desnivelamento de 100m que se verifica entre a superfície da plataforma litoral e as superfícies que se encontram a uma cota de 50m deve-se não só à erosão marinha mas também ao abatimento tectónico a que foi sujeito o afloramento da Carrapateira.

Para Norte, diferencia-se bem a aplanção e os limites da plataforma litoral (**G2**). Para o interior, avista-se a Serra de Monchique, mais elevada e uma série de relevos irregulares mais baixos designadas geralmente por Serra de Espinhaço de Cão (**G1**).



G2 - vista norte da Ponta da Fortaleza (aplanação da plataforma litoral). (Arriba com aprox.25 m de altura)

Nesta zona, afloram rochas paleozóicas de idade carbónica (Paleozóico) que constituem a Formação da Brejeira. A deformação intensa do Paleozóico é evidente nas camadas das arribas que estão bastante inclinadas e dobradas segundo a direcção NW-SE.

No Porto de Pesca da Arrifana, junto aos armazéns dos pescadores, as arribas são predominantemente formadas por camadas de grauvaques bastante inclinadas. Nota-se que nas camadas cimeiras existem marcas de fundo (ripple-marks) **(G3)**.



G3-camadas com marcas de fundo (ripple-marks).(Arriba com aprox. 40 m de altura)

Ao subir a rampa que dá acesso ao Porto de Pesca, nota-se uma progressiva complexificação das rochas paleozóicas que ficam cada vez mais dobradas e fracturadas. Este é um óptimo local para se observar estruturas de deformação dúctil-frágil porque associadas às dobras existem falhas **(G4)**.

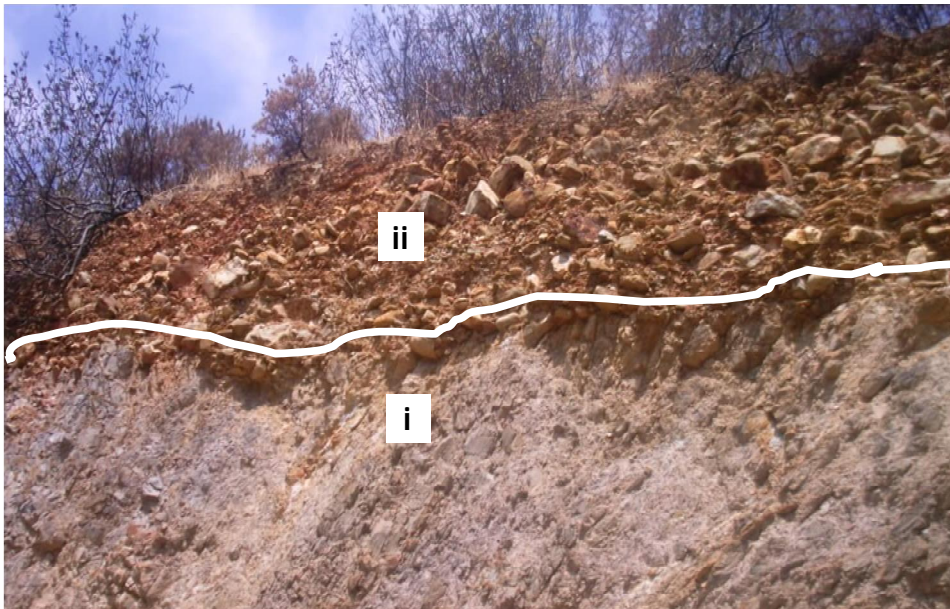


G4 - rochas paleozóicas dobradas e fracturadas

As rochas utilizadas nos molhes do porto são sienitos nefelínicos extraídos do Maciço Ígneo de Monchique. Estas rochas são preferencialmente utilizadas na construção desta estruturas pois são muito resistentes e facilmente são feitos a partir delas, blocos com cerca de um metro de lado.

8. Carrapateira/Amado

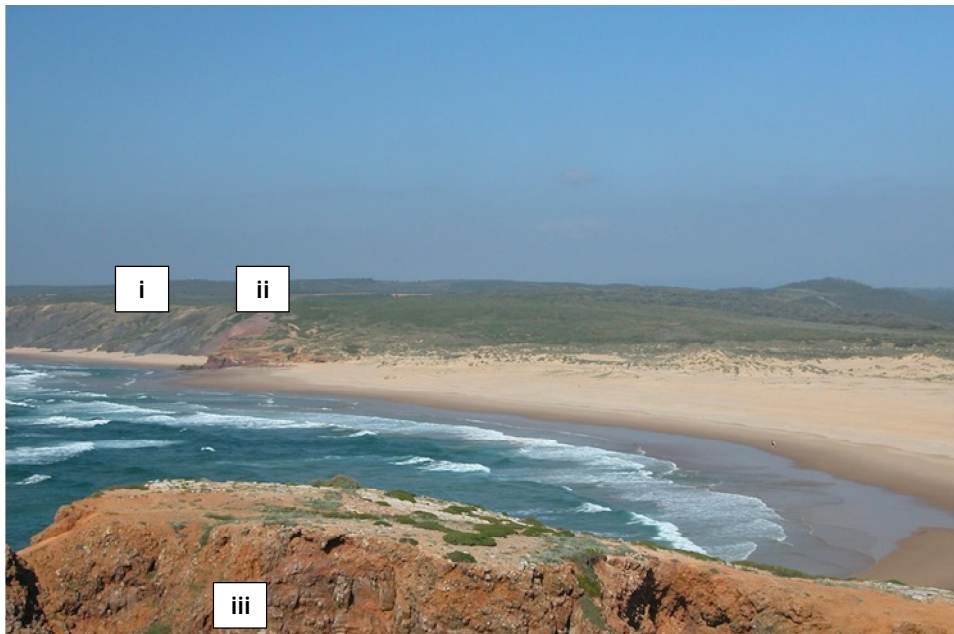
No vale seguido pela estrada nacional 268, um par de km antes de chegar à Carrapateira, pelo lado Norte, visualiza-se dois aspectos muito interessantes: o primeiro é a existência de uma série de cabeços que resultaram do entalhe de uma rede hidrográfica, que dissecou bastante a plataforma litoral nesta região. O segundo, prende-se com o facto de existirem dois níveis de sedimentos fluviais (uns mais grosseiros e outros de granulometria mais fina) trazidos por correntes com variação de energia. Estes terraços fluviais correspondem a dois paleovales formados em épocas diferentes **(H1)**.



H1 – ii) depósitos de terraço fluvial conglomerático, assente em i) xistos paleozóicos (formação com aprox. 3 m de altura)

Nesta região são também evidentes entre os cabeços, vales de fundo plano e vertentes abruptas. Estes vales resultaram do assoreamento dos cursos de água que teve lugar no Flandriano. Os vales que encaixavam então a uma cota mais baixa, durante a glaciação wurmiana (há aproximadamente 20 mil anos) quando o mar desceu cerca de 100m, ficaram entulhados de sedimentos continentais, trazidos por cursos de água, quando o nível do mar voltou a subir.

O afloramento da Carrapateira – que começa no extremo sul da Praia da Carrapateira e termina na zona Norte da Praia do Amado – está abatido em relação às rochas paleozóicas que nesta formam a plataforma litoral. Este abatimento é notório pois o Triásico (Arenitos de Silves) que aflora no extremo norte da Praia da Carrapateira, afunda-se neste local e só volta a aflorar na Praia do Amado **(H2)**.



H2 – Carrapateira: i) xistos e grauvaques paleozóicos; ii) arenitos e argilas triásicos (Arenitos de Silves); iii) Dolomitos jurássicos (dolomitos do Pontal)

Por cima desta formação triásica estão depositadas outras formações do Jurássico que só se conservam protegidas da erosão até hoje devido ao facto de estarem abatidas (estão a uma cota mais baixa). Todo o Mesozóico que não ficou protegido neste enclave foi naturalmente erodido da plataforma litoral ocidental a Norte, a Sul e para o interior do Afloramento da Carrapateira.

As sequências mesozóicas têm início com a formação de Grés de Silves, atribuída ao Triásico. Esta formação pode ver – se claramente a N da Praia da Bordeira e na Praia do Amado, assentando directamente nos xistos e grauvaque muito dobrados e erodidos do Carbónico.

Na extremidade sul da Praia da Bordeira existe um promontório a que se chama Pontal. Aqui, as rochas sedimentares triásicas e jurássicas estão carsificadas e fossilizadas por um depósito de praia, constituído por areia média a grosseira, com alguns seixos rolados, em forma de amêndoa. Este depósito está selado por um calíço, hoje parcialmente destruído pelo recuo da arriba. O arenito de Pontal, preservado no carso desenvolvido nas rochas jurássicas, é claramente marinho como evidenciam o rolamento dos seixos e a boa calibragem dos grãos.

Nesta zona – que resistiu mais do que qualquer outra deste afloramento cenozóico à erosão marinha, por ser formada por resistentes calcários dolomíticos – caminha-se sobre dolomitos carsificados, nos quais é evidente a formação de placas de calcite cristalina. Estas placas formaram-se a partir da precipitação de carbonato de cálcio nas fendas. Na metade N de

Pontal aflora um filão de basalto alcalino (Jurássico Superior/ Cretácico), assim como na parte virada a sul.

As bancadas de calcários dolomíticos com cerca de 0.5m a 1m de espessura, estão inclinadas para sul (**H3**). Os seixos provenientes dessas bancadas têm a dolomite recristalizada. Este facto é facilmente observável pois estes seixos são formados por pequenos cristais de faces rectas (com cerca de 1 a 2mm). Os seixos podem ser confundidos com arenito porém a diferença entre uns e outros é grande: os grãos do arenito são rolados e os cristais destes seixos são bastante angulosos.



H3 - bancadas de calcários margosos do Jurássico inferior
(formação com aprox. 15m de altura)

O bordo NW do Pontal é constituído por dolomitos maciços em camada de espessura variável mas geralmente elevada. O contorno da linha de costa é extremamente irregular, condicionado pela fracturação e pelas cavidades cársticas pré existentes. O perfil transversal das arribas é geralmente vertical, com protecção de sopé constituída por blocos. As arribas têm grande estabilidade.

Apesar da aparente instabilidade do bordo sul do Pontal, por as camadas inclinarem cerca de 10° a 15° no sentido do exterior do talude, a evolução é lenta, mesmo a de fatias que já estão destacadas por fendas de tracção abertas (**Marques, 1997**).

Deste local vê-se a continuação para sul da plataforma litoral até ao Cabo de S. Vicente.

A sul do Pontal as arribas – com cerca de 50m de altura – são talhadas em calcários e margas atribuídos ao Kimeridgiano inferior (Jurássico superior). No cimo da arriba visualizam-se fósseis marinhos em margas.

Em certas zonas, as camadas parecem estar na vertical. Isso não corresponde à realidade, o que acontece é que este local está extremamente fracturado.

Encontra-se com frequência no cimo das arribas uma laje centimétrica de caliço (paleosolo formado a partir do CaCO₃ oriundo da rochas subjacentes).

Ao chegar à Praia do Amado através da pequena rampa de acesso, encontram-se, imediatamente à direita, os Arenitos de Silves (**H4**). Estes arenitos são claramente de origem continental e foram trazidos até ao local por cursos de águas fluviais.



H4 –bancadas de arenitos com estruturas fluviais (Arenitos de Silves)

O afloramento tem cerca de 10m e nota-se alternância de regimes de corrente diferentes que trouxeram sedimentos mais grosseiros alternados com sedimentos mais finos (**H5**). Os materiais mais grosseiros formam feixes; os materiais mais finos são tendencialmente mais compactos e formam lâminas. Toda a formação está muito fracturada. As camadas neste local inclinam cerca de 15° a 20° para SE.



H5 – detalhe de feixes grosseiros basais

Caminhando para a zona Norte da praia começa a ver-se a formação que se depositou sobre os arenitos de Silves: a Formação margo-carbonatada de Silves (**H6**). Esta é inicialmente constituída por uma alternância de arenitos finos vermelhos e argilas verdes, resultantes de emersão e imersão episódicos, os quais dão lugar a espessas bancadas de margas, fortemente tectonizados e cortadas por filões básicos.



H6 –i) relevo ondulado em rochas metassedimentares paleozóicas ii) arriba abrupta em arenitos triásicos (Arenitos de Silves); iii) arriba suave em margas triásicas (Formação Margo-Carbonatada)

Visualizam-se nesta formação algumas falhas (**H7**).



H7 – falha a cortar a Formação margo - carbonatada

No extremo N desta praia existe um grande filão de rocha ígnea com cerca de 10m de espessura (**H8**). Esse filão é atravessado por uma série de outros filões, tal como a arriba deste ponto da praia. Pela geometria dos filões aqui presentes, facilmente se infere a idade relativa de uns filões em relação aos outros. Embora a idade exacta deste magmatismo seja desconhecida pensa – se que terá ocorrido entre o Jurássico superior e o Cretácico médio.



H8 – i) e ii) filões de rocha ígnea

A partir do meio da praia até à sua extremidade sul, começa a aflorar o Paleozóico. Trata – se de rochas que pertencem à Formação de Bordalete. Esta formação constitui a base do Grupo da Carrapateira e é formada por pelitos cinzentos escuros a negros e siltitos finamente laminados com intercalações nodulares ou lentículas de natureza calco – siliciosa, contendo pirite. A presença de pirite e a existência de fósseis de cefalópodes, sugerem que a deposição tenha sido feita em ambiente de águas calmas, em parte redutoras. Estas rochas apresentam metamorfismo de grau muito baixo: não se verifica uma verdadeira xistosidade; são apenas argilitos levemente metamorfizados. Nesta formação observa – se pequenas dobras em camadas de natureza carbonatada e fosfatada.

Perto da foz da ribeira abundam filões de natureza básica: uns mais claros por estarem menos alterados e outros mais escuros por estarem melhor conservados (**H9**).



H9– filão mesozóico (alterado e mais claro) intrusivo em rochas paleozóicas (mais escuras). (Formação com aprox. 5 m de altura)

Mais a sul observa – se um filão de direcção NW – SE a cortar a arriba. Pode ver – se também uma dobra deitada cujo flanco superior tem plano axial inclinado para SW.

A extremidade sul desta praia é uma grande chaminé vulcânica cuja génese se reporta ao Jurássico superior – Cretácico, como todas as rochas de natureza ígnea presentes nesta zona. Nesta formação pode observar-se brecha vulcânica (**H10**).



H10 – i) chaminé vulcânica; ii) brecha vulcânica

9. Ponta do Telheiro

A Ponta do Telheiro é provavelmente o melhor sítio da Península Ibérica para se observar a descontinuidade Paleozóico – Triásico **(I1)** pois é um dos poucos lugares onde esta se encontra exposta numa arriba marinha.



I1 – descontinuidade Paleozóico-Triásico.

As rochas paleozóicas que aqui afloram pertencem à Formação da Brejeira (Carbónico) e são constituídas por bancadas de xistos cinzentos e arroxeados alternados por grauvaques de tom esverdeado ou amarelado por alteração. Estas rochas foram claramente actuadas pela orogenia varisca que nelas imprimiu estruturas de deformação que apresentam uma direcção geral NW – SE, observando – se dobras com plano axial vertical. **(I2)**



I2 – deformação dúctil em rochas paleozóicas

Para além de terem sido deformadas, infere-se, a partir da observação das rochas paleozóicas, que estas foram posteriormente levantadas e arrasadas, à semelhança de outras raízes de grandes cadeias montanhosas suas contemporâneas. Finalmente, foram cobertas por sedimentos de origem continental – aluviões – trazidos por cursos de água vindos de norte e nordeste, na sequência do levantamento e dismantelamento da Cadeia hercínica.

As formações da base do Mesozóico – Arenitos de Silves – assentam sobre as rochas da Formação da Brejeira numa nítida discordância litológica e geométrica (**I3**). Estas formações areníticas sub – horizontais são atribuídas ao Triásico (**Arenitos de Silves**).



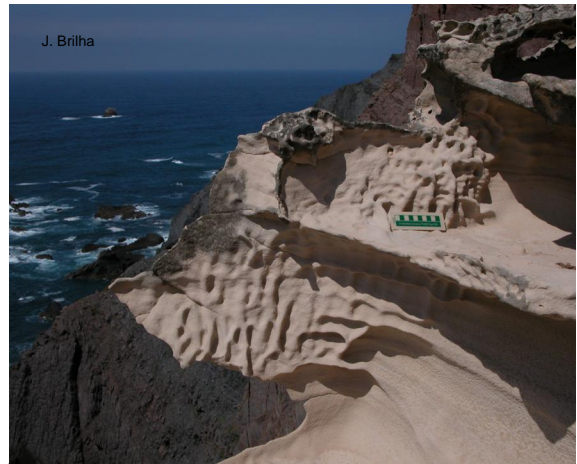
Os Arenitos de Silves são constituídos por arenitos de grão médio a fino, apresentam estratificação oblíqua (**I4**) e coloração avermelhada ou amarelada. A base desta sequência é, neste local, formada por microconglomerados, arenitos microconglomeráticos e arenitos grosseiros que ocorrem em níveis lenticulares de espessura e extensão lateral reduzida.



Nos arenitos conseguem visualizar-se formas resultantes da acção de agentes erosivos **(I5)**, **(I6)**.

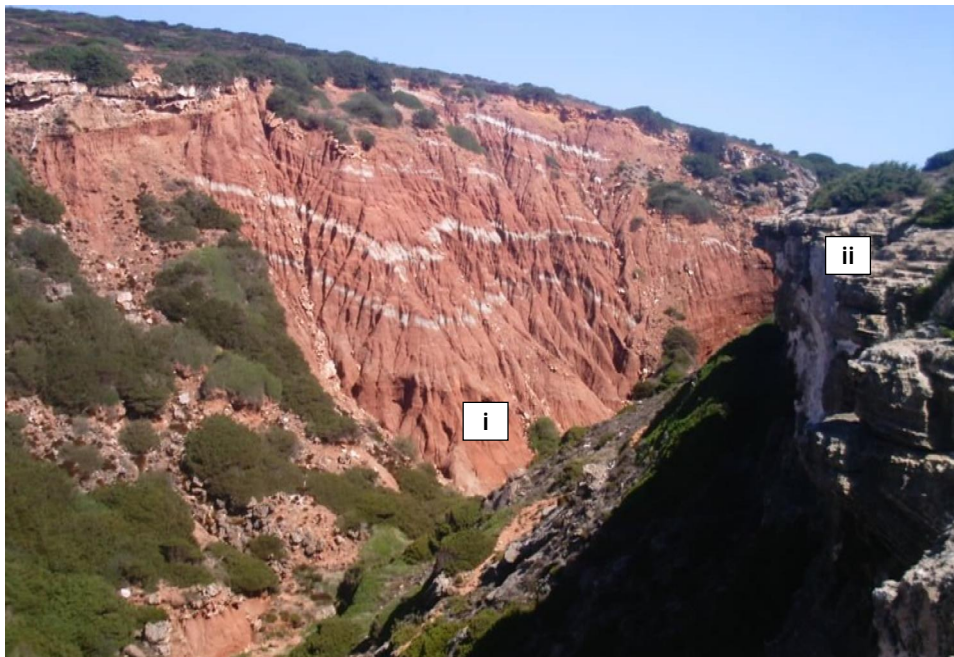


I5 - detalhe da erosão em arenitos do Triásico



I6 - Detalhe da erosão em arenitos do Triásico

Sobre os Arenitos de Silves são visíveis espessas camadas de pelitos avermelhados e esverdeados, num conjunto que perde gradualmente a individualização da base para o topo **(I7i)**. Trata-se do **Complexo margo – carbonatado de Silves** que foi atribuído ao Triásico – Hetangiano **(Rocha, 1976)**. A base do Complexo margo – carbonatado de Silves é ainda atribuída ao Triásico. Corresponde a uma sucessão de seqüências de 2 a 4 termos: arenitos finos, siltitos, pelitos e dolomitos. Os dolomitos do topo da seqüência são geralmente cinzentos e de aspecto homogéneo.



I7 – i) pelitos jurássicos, ii) dolomitos e calcários dolomíticos jurássicos
Altura da arriba: aprox. 10m

Desde o Sul da Praia do Telheiro até ao cabo de S.Vicente **(I8)**, aflora sobre os Grés de Silves a unidade **Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche (I7ii)**, atribuídos por **Rocha (1976)** ao Jurássico inferior (Sinemuriano). Esta é uma das unidades mais duras da costa algarvia e é encontrada numa extensão bastante assinalável no PNSACV: entre a praia do Telheiro e a Fortaleza do Belixe e, mais para o interior, ao longo de uma faixa de direcção aproximada W – E, definida entre o S de Vila do Bispo e o SE de Raposeira.



As formações mesozóicas são truncadas por uma superfície de abrasão quaternária coberta por várias gerações de sedimentos eólicos e costeiros com diferentes graus de consolidação **(I9)**. Estes depósitos preservam diferentes plataformas de abrasão produzidas pelas oscilações quaternárias do nível do mar. No barranco da Praia do Telheiro existe um pequeno areeiro que contém depósitos de areias marinhas, com alguns fragmentos de conchas, sobre o substrato jurássico carsificado. Trata – se de sedimentos Plio – quaternários parcialmente fossilizados por resquícios de dunas consolidadas **(Ramos Pereira, 1990)**.



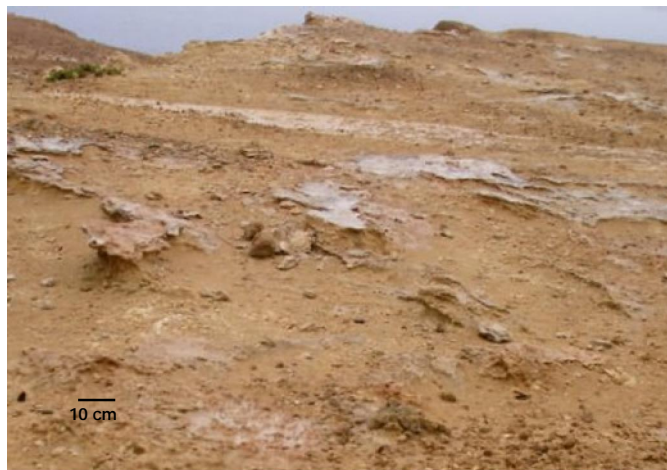
I9-Sedimentos triásicos, com argilas vermelhas e arenitos claros.

Altura da arriba: aprox. 8 m

Vasto campo dunar consolidado pode observar – se no referido barranco, assim como ao longo da arriba que domina a praia do Telheiro. Estas dunas consolidadas são fini – plistocénicas, com feixes oblíquos de grande escala e desenvolvimento abundante de rizoconcreções. Estas dunas são correlativas de outras presentes no litoral vicentino e testemunham um nível do mar muito abaixo do actual (**Pimentel, 1999**).

Encostados à escarpa actual, existem blocos de grandes dimensões, que correspondem à queda das dunas consolidadas que coroam a arriba. Para este desabamento contribui a erosão dos arenitos pouco resistentes que suportam o campo dunar consolidado.

Nesta zona é notória a existência de um paleossolo (caliço) sobre o qual se caminha ao longo da descida até à praia (**I10**)



I10 – paleossolo carbonatado

10. Belixe

As extremidades E e W da praia são promontórios talhados em **Calcários e dolomitos de Almádena (Jurássico médio, Aaleniano-Batoniano)**: dolomitos cristalinos brancos e rosados aos quais se sobrepõem calcários calciclásticos, calcários oolíticos calcários micríticos e calcários dolomíticos. Corresponde a fácies lagunar, delimitada por recifes, cujos restos podem apenas ser observados na Praia da Mareta (**J1**).



J1 - Calcários e dolomitos de Almádena de idade jurássica. (Arriba com aprox. 20 m de altura)

Entre a ponta oeste e a ponta leste, a arriba é constituída por formações atribuídas ao Jurássico inferior: **Calcários dolomítico com nódulos de silés de Belixe (Carixiano)**; **Calcários cristalinos compactos da Praia de Belixe (Domeriano)** e **Calcários margosos e margas de Armação Nova (Toarciano inferior)**.

Os Calcários margosos e margas do Toarciano afloram imediatamente à direita das escadas que dão acesso à praia. Esta unidade também só é conhecida na região de Sagres (Baía de Armação Nova, Forte e Praia de Belixe). São margas e calcários amarelados e acinzentados ricos em macrofósseis: Belemnites e Pecten (**J2**).



J2 - calcários margosos e margas do jurássico inferior. (Arribas com aprox. 20 m de altura)

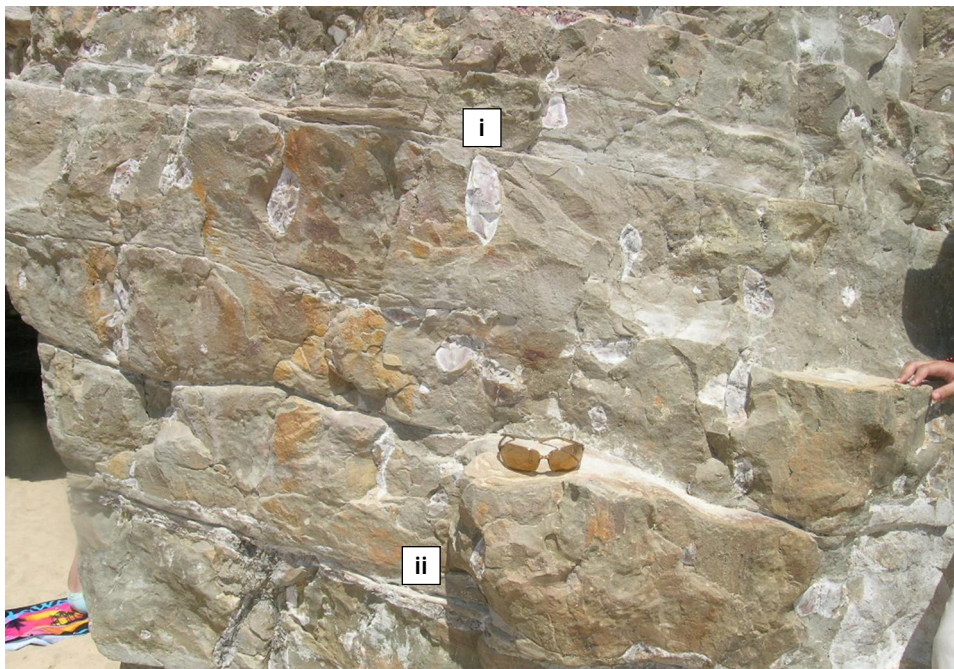
Seguindo para W visualizam – se os calcários carixianos com nódulos de siléx na base da arriba cobertos por calcários cristalinos compactos do Domeriano (têm abundantes fósseis nomeadamente *Belemnites sp.*, *Pecten sp.*, *Chlamys textoria*, *Terebratula sp.*)

As formações atribuídas ao Jurássico inferior e ao Jurássico médio contactam lateralmente por falhas de direcção NE – SW. Estas falhas estão relacionadas com uma importante distensão de direcção NW – SE.

A formação carixiana Calcários dolomíticos com nódulos de siléx de Belixe aflora em arribas de aproximadamente 50 m de altura. Este tipo de afloramento fossilífero só existe, em todo o Algarve, nesta praia, no forte do Belixe e na extremidade do Cabo de S. Vicente. Os sedimentos siliciosos desta formação ocorrem sob duas formas: nódulos ou camadas com espessura média de 4 cm, interestratificadas com os calcários.

Ao contrário de outras unidades de idade jurássica da Bacia Algarvia onde seja frequente a existência de sedimentos siliciosos intercalados nas sequências carbonatadas, os cherts desta formação apresentam testemunho de movimentação vertical e de dolomitização de nódulos de sílex e remobilização da sílica com posterior reprecipitação em pequenas vénulas.

A ocorrência de nódulos de siléx nos calcários mesozóicos não é invulgar. A peculiaridade dos nódulos que ocorrem nesta praia está na sua forma e disposição. Ocorrem numa enorme variedade de formas e estruturas: diques, camadas paralelas à estratificação, selando fracturas e intruídos em falhas normais com diferente direcções **(J3)**.



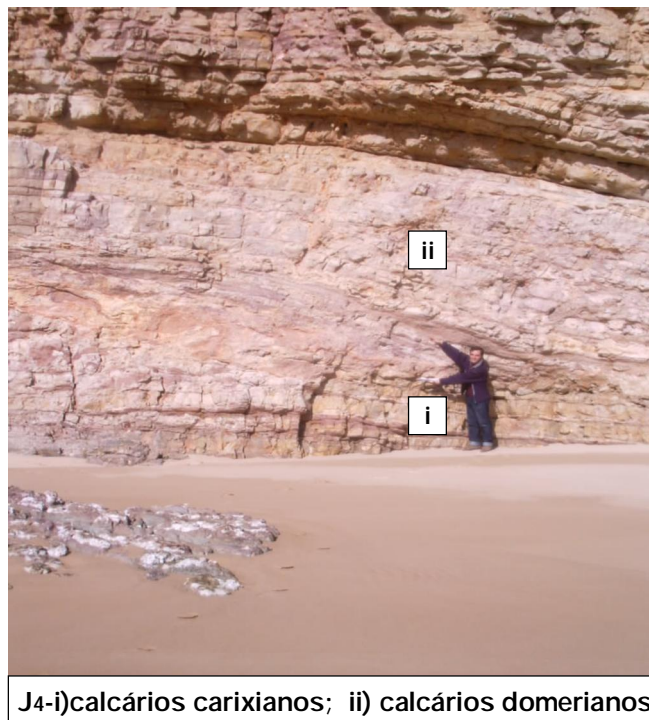
J3 - Calcários jurássicos com i) nódulos de sílex e ii) camadas de sílex

Os nódulos e os estratos de sílex são encaixados em camadas de calcários dolomíticos de granulometria fina, cuja parte superior é vulgarmente argilosa. As formas dos nódulos sugerem que estes foram deformados por ductilidade, através de uma deformação sedimentar suave. Esta não teria sido possível se os nódulos não estivessem encaixados em sedimentos com comportamento plástico.

Assim, no modelo proposto por **Terrinha (1998)** e **Terrinha *et al*(2002)** é sugerido que os nódulos e os diques de cherte se formaram por injeção de sedimentos siliciosos ainda não litificados, nas diaclases que afectavam os sedimentos carbonatados já mais litificados.

Com efeito, a instalação dos diques de cherte deverá ter ocorrido quando os sedimentos siliciosos ainda mantinham a sua forma de gel, mas posteriormente à litificação da vasa carbonata, litificação que terá permitido a formação de diaclases. Este processo de ascensão ao longo de diaclases encontra – se testemunhado pelos nódulos que contactam com os leitos, a partir dos quais se separam, por uma fractura preenchida por chert. Após esta fase de intensa movimentação, toda a unidade é dolomitizada, o que vai afectar tanto os calcários como os nódulos de sílex.

Os calcários carixianos estão cobertos por calcários domerianos. Estas duas sequências são separadas por uma discordância (**J4**).



As camadas são atravessadas por falhas normais e diaclases. Algumas destas estruturas foram injectadas por fluidos ricos em sílica que precipitaram quartzo. Existem duas hipóteses para explicar a abundância dos filonetes de quartzo: podem estar relacionados a profusão de

nódulos de siléx que se encontram nesta praia ou então terem uma origem mais profunda no substrato carbónico (**Terrinha, 1998**).

O estudo das discordâncias demonstra que as falhas normais observadas estavam activas quando se deu a deposição sedimentar. Pode observar – se duas falhas normais sin – sedimentares a cortar as camadas carixianas. Uma das discordâncias formou -se quando as camadas foram arrastadas para cima e erodidas durante a extensão da falha tendo a sedimentação reiniciado posteriormente. Na segunda discordância, o “off – set” da falha normal é atenuado em cima, na sequência sedimentar. A geometria desta discordância implica um período de erosão, provavelmente durante o levantamento que ocorreu associado à extensão sin – sedimentar.

Os dados de escorregamento (slip) do sistema de falhas NE – SW e a dispersão das outras falhas desta praia, sugerem que estes dois grupos pertencem a duas gerações de falhas. A cicatrização das fendas de tensão com nódulos de sílex e a dispersão de estrias no sistema de falhas N – S, sugere que as falhas que não têm direcção NE – SW são mais antigas do que as que têm aquela direcção.

Nesta praia existem então pistas da ocorrência de uma distensão durante o Jurássico inferior em duas direcções perpendiculares seguidas por uma fase distensiva mais importante que continuou durante o Cretácico (com direcção NW – SE). Estas duas direcções de distensão podem também ser observadas no Jurássico superior na Praia do Zavial, o que sugere que este estiramento bidireccional da crosta terrestre continuou durante o Jurássico.

O estudo deste sítio veio demonstrar que existem estruturas compressivas no Jurássico inferior.

Merece destaque o facto de no bordo poente do promontório sobre o qual está construído a fortaleza de Belixe a abertura de uma grande fenda de tracção a cerca de 6m do bordo da arriba e com comprimento de cerca de 35m, que constitui indício de futuro movimento de massa.

O segmento do flanco leste da ponta cortado em rochas calco – margosas é limitado inferiormente por uma praia de calhaus e apresenta numerosas discontinuidades abertas indicando descompressão superficial do maciço. A presença de discontinuidades abertas e de fendas de tracção afectam a parte traseira da capela do forte (**J5**). O interesse histórico e turístico da fortaleza deveria ser suficiente para merecer tratamento das instabilidades mencionadas, tanto mais que parte das fortificações algarvias já não existe devido ao recuo das arribas (**Marques, 1995**).



J5 – degradação da arriba que suporta a Fortaleza de Belixe

11. Ponta de Sagres / Mareta

A ponta de Sagres constitui um imponente promontório cujo topo aplanado corresponde a uma plataforma de abrasão levantada, situada à cota 40m. É talhada nos resistentes – Calcários dolomíticos passando a dolomitos de Sagres (Jurássico superior, Kimeridgiano - Portlandiano).

Neste local são frequentes galerias cársticas e secções em consola. Esta ponta é cortada por falhas de direcção NE – SW. Nas duas falhas situadas no extremo SE, as galerias que ocorrem em profundidade comunicam com a superfície por pequenos algares, onde se pode assistir ao fenómeno do “buraco soprador” (**Marques, 1997**).

Na parte Este da Ponta de Sagres, existem dois retalhos de duna consolidada (**K1**) cobrindo a arriba em toda a altura. A regularidade e a perfeita correspondência de formas levam a supor que se trata de restos de cobertura que foi muito mais extensa no passado.



K1 -Campo dunar fossilizado (1º plano), assente sobre calcários jurássicos (ao fundo)

A Praia da Mareta localiza-se na enseada de Sagres. É uma baía que corta um monoclinal inclinado para o mar onde se pode ver claramente todo o Bajociano (Jurássico médio) entre as séries do Kimeridgiano (Jurássico superior).

Na extremidade Este desta praia (Ponta da Atalaia) observa – se na base da arriba uma descontinuidade (**K2**) entre o Jurássico médio e o Jurássico inferior. Trata – se de uma paraconformidade ou seja, apesar de parecer que existe uma continuidade entre as camadas das duas idades, estas estão separadas por uma superfície de erosão que testemunha uma

lacuna de milhões de anos. Esta descontinuidade Caloviano – Oxfordiano traduz a ocorrência de movimentos epirogénicos que vieram originar a lacuna de erosão generalizada da base do Jurássico superior (também observável na praia da Cilheta).



No limite NW da enseada da Mareta as margas do Jurássico superior contactam por falha com um conjunto calco – margoso do Jurássico médio (séries carbonatadas da Praia do Tonel), com dobramentos de pequena amplitude e inclinação geral 10° para SW, ao qual se sobrepõem os **Calcários dolomíticos passando a dolomitos maciços de Sagres**. A arriba no conjunto calco – margoso apresenta larga protecção de sopé, por blocos (**K3**).



Na arriba situada na região centro – ocidental da praia, a W do caminho que dá acesso à praia, podem observar – se bancadas de calcarenitos amarelos, de espessura centimétrica a decimétrica que alternam com camadas de sedimentos silto – argilosos – **Margas acinzentadas e calcários detríticos com Zoophycos da Praia da Mareta (Jurássico médio, Bajociano)**. Nas bancadas de calcarenitos observam – se intensa bioturbação (**K4**), (**K5**) com pistas horizontais e verticais assim como inúmeras pistas de *Zoophycos* (**K6**) Nesta formação, característica de zonas externas da plataforma marinha, também se visualiza laminação paralela nas bancadas de arenitos mais grosseiros e ripples nas bancadas de arenitos com granulometria mais fina, evidenciando ambientes de baixa profundidade.



K4 – alternância de arenitos carbonatados e argilas com bioturbação



K5 - calcarenitos com bioturbação



6 - pistas de *Zoophycos* em calcarenitos jurássicos

Nesta zona, observa-se uma falha distensiva cujo plano de falha foi embutido na camada da própria formação. **(K7)** Este facto ocorre porque a formação é de natureza argilosa.



K7-falhas distensivas em camadas calcárias cretácicas. (Formação com aprox. 5m)

Imediatamente a Este da entrada para a praia encontra – se bem conservada a parte superior de uma formação recifal, em forma de cúpula, com cerca de 1m de altura. Esta formação é constituída por numerosos fósseis em posição de vida, ouriços, gasterópodes, etc.

As cúpulas **(K8)** da praia da Mareta apresentam traços incontestáveis de carsificação. As bolsadas de dissolução ultrapassam, por vezes mais de um metro e apresentam disposição subvertical irregular.



K8- corpo biohémico com morfologia original preservada

A superfície do calcário e as paredes das cavidades apresentam um sistema de caneluras finas e regulares preenchidas por sedimentos detríticos amarelos claros. Estes biostromas foram fossilizados pelos depósitos do Bajociano superior – Margas acinzentadas e calcários detríticos com *Zoophycos* da Praia da Mareta. A evidência desta morfologia parece implicar fase continental que originaria a emersão do recife. Na parte final do Bajociano médio, uma transgressão deve ter-se produzido e os primeiros sedimentos marinhos que se depositam vão fossilizar o carso existente. Destes, os que se encontram no fundo da cavidade são relativamente mais grosseiros, contendo clastos de calcário oolíticos, calcários crinóidicos e fragmentos de corais. A cobrir o recife encontram – se calcarenitos ricos em *zoophycos* que passam superiormente a margas e calcários ricos em lamelibrânquios. Esta formação recifal é naturalmente atribuída a uma idade anterior à dos depósitos que a fossilizam: admite – se que possa ser do Toarciano – Aaleniano.

A arriba compreendida entre a formação recifal e o extremo Este desta praia é talhada essencialmente em **Calcários margosos e margas da Praia da Mareta (Jurássico médio, Batoniano superior - Caloviano)**. Trata – se de uma sucessão constituída por argilas e margas amareladas com intercalações de bancadas decimétricas de carbonatos, com espessura total na ordem dos 20m. Esta unidade é visível apenas em alguns cortes do litoral da região de

Sagres: nesta praia, Forte de Belixe e praia de Baleeira. A fácies calovianas é sempre idêntica; margosas na base, as séries vão enriquecendo em calcário, tornando-se margo-calcária durante o Caloviano superior. Esta passagem de sedimentos argilosos para calcários implica redução da altura da água.

As margas do Batoniano e do Caloviano e os calcários margosos com fauna pelágica correspondem a uma importante fase de subsidência, provavelmente relacionada com o empolamento da plataforma carbonatada. Do fim do Caloviano até ao Oxfordiano médio, um episódio da inversão da bacia originou o levantamento e emersão da mesma.

O estudo das formações do Batoniano superior – Caloviano médio, de fácies transrecifal, permite afirmar que o conjunto faunístico testemunha meio de deposição pouco oxigenado. Com efeito, predominam faunas planctónicas e nectónicas sendo os representantes bentónicos muito raros. A presença de fauna quase exclusivamente piritosa, a abundância de gesso e de nódulos limonitizados, são também factores a favor da hipótese de desenvolvimento desta biofácies em bacia mais ou menos fechada, sem circulação no fundo. Este biótopo deve corresponder à zona infralitoral do domínio nerítico.

Pelo menos a partir do Caloviano médio é evidente na Península Ibérica o esboço de importante regressão; os depósitos do Jurássico médio, francamente marinhos, vão terminar a diversos níveis do Caloviano. No Algarve esta regressão está bem marcada pela superfície de erosão que corta obliquamente as bancadas do Caloviano médio e superior (Praia da Mareta, Baleeira, Forte de Belixe). Esta regressão parece afectar apenas espessuras pequenas de sedimentos.

Na parte mais alta da sucessão Calcários margosos e margas da Praia da Mareta, pode observar – se na base da arriba, um filão de rocha básica (**K9**) que originou uma auréola de metamorfismo nas rochas encaixantes, sendo também visível o fenómeno de digestão destas rochas pelo magma básico. Este filão é contemporâneo da intrusão de Monchique (Cretácico superior).



K9 - filão de rocha básica, intruído em calcários cretácicos

Os depósitos cenozóicos existentes nesta praia visualizam – se na extremidade oeste. Adossados à arriba e cobrindo – a em toda a altura, existem dois retalhos de duna consolidada. A regularidade e perfeita correspondência de formas leva a supor que se trata de restos de cobertura que foi muito mais extensa no passado. Estes depósitos dunares fossilizam a vertente escarpada e englobam blocos resultantes de desmoronamentos que nela ocorreram. Tendo em conta o facto de que as dunas consolidadas são anteriores à subida do nível médio do mar para posição próxima da actual (mais que 5mil anos), a escarpa terá necessariamente que ser anterior **(Marques, 1997)**.

Nota: A Formação Carbonatada de Lagos-Portimão assenta sobre o Jurássico na zona de Sagres. Aflora junto à estrada que conduz à praia do Martinhal. Está embutido num carso jurássico e encontra – se coberto por areias Plio – quaternárias **(K10)**.



K10 – carso jurássico coberto por areias plio – quaternárias

12. Burgau

Imediatamente antes deste sítio existe uma praia – Praia da Salema – que é digna de destaque por nela se encontrarem pistas de dinossáurios carnívoros e herbívoros atribuídas ao Cretácico. Também na parte ocidental deste local se pode observar um grande bloco caído da arriba com pistas de arrastamento de animais bentónicos **(L1)**.



L1 – face inferior de camada com bioturbação de grande escala (pista de deslocamento de artrópodes ?)

As arribas da Praia do Burgau são talhadas nas várias formações que caracterizam o Cretácico inferior.

Na extremidade Oeste observa – se uma grande falha de direcção NW – SE **(L2)** que põe em contacto lateral duas unidades com litologias diferentes. Para Oeste, as arribas são talhadas em calcários e margas de fácies marinha, enquanto para E se encontram argilitos vermelhos e cinzentos de fácies lagunar e continental Esta unidade ter – se – à depositado em meio laguno – lacustre de baixa energia. Esta formação é cortada por várias falhas normais. Tratam – se de falhas anti – téticas pois opõem – se à grande falha que corta a arriba na extremidade W desta praia.



L2 - falha sub-vertical de comando métrico, afectando unidades cretácicas

Encostado ao sopé da arriba W, observa – se cobertura continua de blocos de calcário ricos em fósseis e pistas. Visualizam-se inúmeras perfurações feitas por litófagos; algumas preenchidas por sedimentos argilosos oriundos de camadas suprajacentes Também se avistam com muita frequência vários blocos com fósseis de ostraídeos (**L3**) (estes animais procuravam preferencialmente sedimentos já consolidados para aí se fixarem em colónias).



L3 - fósseis de ostraídeos

Nos blocos desabados também se pode visualizar erosão alveolar (**L4**) recente que aproveitou a heterogeneidade da resistência criada pela bioturbação (nódulos + pontos menos resistentes). Os inúmeros testemunhos de bioturbação encontrados nesta praia traduzem ambientes de sedimentação lenta por vezes separados por níveis mais maciços, de sedimentação rápida.



L4 - arenitos margosos bioturbados (com erosão diferencial)

A extremidade W desta praia é também uma óptima zona para se observarem testemunhos de movimentos tectónicos. Existe uma série de camadas de calcários ricos em ostraídeos,

dispostas em degraus o que implica a ocorrência de uma série de abatimentos (neste caso centimétricos), originados pela ocorrência de falhas normais consequentes naturalmente, de movimentos distensivos. Observam – se com frequência intrusões de calcite nas diaclases que se formaram paralelamente às falhas.

Imediatamente a W do restaurante, existe uma falha normal de direcção NW – SE com cerca de 45° de inclinação e com rejeito de aproximadamente 1,5m **(L5)**.



A leste do restaurante existem cerca de 2m de calcoarenitos bioclásticos (bioturbados) ricos em pistas horizontais e verticais.

Nalgumas destas falhas conseguem observar – se planos de falha bem expostos. As estrias são bem visíveis **(L6)**. As falhas são do tipo dip – slip e têm a mesma direcção que o abatimento dos blocos. Nas arribas desta praia podem visualizar – se paleossolos **(L7)**.



Estes têm as características fendas de dessecação, cor marmoreada e nódulos de cálcio (que se formaram junto às raízes das plantas que ali se fixaram). Todas estas características implicam naturalmente um período de emersão.



L7 - paleossolos com fendas de dessecação

Os melhores exemplos de distensões ocorridas no Cretácico são encontrados na Praia da Salema e na Praia do Burgau. No Burgau, diferentes conjuntos de falhas normais podem ser observados (**L8**) Também ocorrem falhas de crescimento e escarpas de falha bem expostas.



L8 - falha sub-vertical de comando centimétrico, deslocando camadas cretácicas

Existem três conjuntos principais de falhas nesta praia cujas direcções são: ENE – WNW a NW – SW, NNW – SSE a N – S e E – W;

Os blocos falhados rodaram sobre as falhas normais ENE – WSW e foram atravessados pelas falhas de direcção que actuaram como falhas extensionais de transferência (como demonstram o dip – slip distensivo e as estrias oblíquas nos planos de falha).

As falhas normais ENE – WSW a NE – SW mostram movimento dip slip e componente de movimento dextrógiro. As falhas normais E – W mostram dip slip e componente de movimento sinistrógiro. As falhas mergulhantes do Cretácico superior de direcção NE – SW a ENE – WSW estão relacionadas com o movimento da África em relação à Ibéria; a rotação progressiva destas falhas durante um campo de tensões fixo induziu a formação de novas falhas e/ou reactivação das mais antigas (**Terrinha, 1998**).

No extremo leste as arribas são formadas por margas cretácicas (**L9**).



L9 - arriba oriental, com camadas margosas cretácicas (aprox. 10m de altura)

V – ACTIVIDADES GEOEDUCATIVAS

As actividades geoeducativas passíveis de serem realizadas no PNSACV, servem contextos educativos diferentes: a educação formal e a educação não formal. A educação formal, depende de uma directriz educacional centralizada nos curricula de Geologia do Ensino Secundário. É, neste trabalho, consubstanciada através da sugestão de visitas de estudo organizadas pelo professor e apoiadas pela página de Internet. Também a educação extra-escolar (educação não formal) é corroborada pela criação de um guião, publicado sob a forma de brochura que pode acompanhar qualquer cidadão interessado no decorrer da sua visita. O visitante é conduzido à descoberta dos aspectos geológicos mais interessantes deste parque natural, sendo reforçada a dimensão fundamental da aprendizagem ao longo da vida e contribuindo para uma cidadania esclarecida e proficiente.

1. SUGESTÃO DE VISITAS

Os programas de Geologia do Ensino Secundário propõem-se atingir objectivos na área das geociências, que permitam aos alunos o exercício de uma cidadania crítica, construtiva e esclarecida, que os leve a questionar e analisar as relações entre avanços científicos, tecnológicos e progresso social. A aprendizagem das ciências deve ser entendida como um processo activo em que o aluno desempenha o papel principal do construtor do seu próprio conhecimento. A Geologia oferece a possibilidade de diversificar os ambientes de aprendizagem, com especial destaque para a realização de actividades de campo durante as quais os alunos podem aplicar os conhecimentos adquiridos em novos contextos e desenvolver capacidades experimentais a partir de problemas do quotidiano com base em pequenas investigações. Ao professor cabe a tarefa de organizar e dirigir as actividades práticas dos alunos, servindo-se para esse efeito de problemas que, de início, possam suscitar o seu interesse, facilitando as conexões com os seus conhecimentos prévios e estruturando novos saberes.

As saídas de campo são uma das estratégias utilizadas no âmbito das Ciências da Natureza, quer na formação dos alunos, quer na actualização dos profissionais. No ensino da Geologia as visitas de estudo são ainda mais importantes pois é complicado reproduzir em laboratório aspectos e conhecimentos geológicos. Assim, as saídas de campo ao permitirem uma observação dos fenómenos geológicos *in situ* facultam a interpretação de determinadas ocorrências que dificilmente se reproduzem na sala de aula.

De acordo com o modelo de Orion (1993) a planificação de uma aula de campo deve contemplar as seguintes fases:

i)-PREPARAÇÃO DA SAÍDA DE CAMPO

É imprescindível que o professor antes da saída de campo descreva aos alunos o(s) local (ais) a visitar, enfatizado os aspectos mais relevantes que vão ao encontro dos conteúdos programáticos já leccionados. Para tornar a visita mais estimulante, é importante levantar na sala de aula algumas questões passíveis de ser resolvidas durante a visita. A consulta da página da Internet criada no âmbito desta dissertação acerca dos sítios com interesse geoeducativo PNSACV, será certamente bastante profícua nesta fase.

A consciencialização dos alunos de que os aspectos geológicos a observar são valores irrepetíveis revela – se fundamental, uma vez que um dos objectivos de uma saída de campo é permitir a interligação e a contextualização dos conteúdos programáticos num local real, com características e história únicas. Assim, os alunos devem ser confrontados com o tipo de atitude a ter perante um afloramento com características espaço – temporais singulares.

ii) SAÍDA DE CAMPO

No dia da saída de campo o professor deve fornecer aos alunos um guião da visita bem como pequenas fichas com alguns problemas para serem resolvidos (de preferência em grupos) no local a visitar. É durante esta fase do trabalho que os alunos aprenderão a “ler nas rochas”.

iii) REFLEXÃO

É já no contexto da sala de aula que devem ser feita uma reflexão acerca dos aspectos que suscitaram mais dúvidas e esclarecer aqueles que por falta de tempo ou por condições climatéricas adversas não foram observados. Mais uma vez o professor pode utilizar a página da internet como recurso pois nele observam – com clareza os aspectos mais relevantes que caracterizam cada um dos sítios com interesse geoeducativo do PNSACV.

Atendendo ao facto da área do PNSACV ser demasiado vasta para nela serem planificadas visitas de estudo curtas, que abranjam todo o território, são propostas quatro visitas diferentes

de forma a contemplar todos os alunos dos concelhos que fazem parte do parque: Sines, Odemira, Aljezur e Vila do Bispo. Assim, as visitas restringem – se à zona limítrofe das escolas de cada concelho de forma a evitar viagens demasiado longas e simultaneamente deixar nos alunos a sensação que a Geologia aprendida nas aulas pode ser observada ao “virar da esquina”. Naturalmente esta divisão não é hermética e as visitas podem ser realizadas por alunos de todo o país, de acordo com a planificação dos respectivos professores. Em cada uma das visitas são destacados os principais aspectos que, em cada sítio devem ser referidos de acordo com o ano de escolaridade que os alunos frequentam.

VISITA A: Pessegueiro – Almogrove

a) Proposta para os alunos do 10º Ano

1ª Paragem – Praia da Ilha do Pessegueiro

- Variedade litológica: rochas metamórficas (xistos, quartzitos) e sedimentares (vários arenitos, *beach rock*).
- Rizoconcreções (icnofósseis) nas dunas consolidadas.
- Estratificação das dunas consolidadas.
- Campo de dunas recentes e de dunas actuais.
- Vestígios de campo dunar fossilizado (Ilha do Pessegueiro).
- Ocupação de área de risco: Forte do Pessegueiro.

2ª Paragem – Praia do Malhão

- Placas tectónicas e os seus movimentos: deformação das rochas do Paleozóico
- Vulcanismo: Filões de rocha ígnea
- Litologia: variedade de rochas sedimentares (argilitos, arenitos, grauvaques)
- Desastres naturais: desabamento da arriba sul

b) Proposta para os alunos do 11º Ano

1ª Paragem – Praia da Ilha do Pessegueiro

- Rochas sedimentares: arenito dunar, *beach rock*, Formação Vermelha (arenito de fácies litoral), Formação de Aivados Bugalheira (arenito de fácies marinha); rizoconcreções; estratificação.
- Magmatismo: filão de rocha ígnea existente na arriba do Forte do Pessegueiro.
- Deformação frágil e dúctil: xistos dobrados; falha situada na arriba sob o Forte do Pessegueiro.

- Metamorfismo: xistosidade, rochas metamórficas (xistos e quartzitos), intrusões de filonetes de quartzo.
- Valorização do património geológico: Ilha do Pessegueiro como potencial geomonumento.

2ª Paragem – Praia do Malhão

- Magmatismo: grande filão de rocha ígnea que atravessa a praia.
- Rochas sedimentares: grande área ocupada por campo dunar consolidado, rizoconcreções, estratificação entrecruzada, vestígios de transgressão marinha quaternária.
- Deformação frágil e dúctil: microdobras nas rochas paleozóicas; falha a meio da praia que põem em contacto lateral as rochas paleozóicas da Formação de S. Luís (Carbónico inferior) e da Formação da Brejeira (Carbónico médio).
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: empreendimento hoteleiro proposto para a zona de Aivados – Malhão.
- Exploração sustentada de recursos geológicos: areeiro dos Aivados.

3ª Paragem – Vila Nova de Milfontes

- Rochas sedimentares como arquivos da história da Terra: paleocanal existente na arriba entre a Pedra da Foz e a Pedra do Patacho; beach rock, campo dunar fossilizado
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: construção de habitações e equipamento hoteleiro sobre as dunas.

4ª Paragem – Almogrove

- Deformação frágil e dúctil: grandes dobras nas rochas paleozóicas e falhas na Lapa das Pombas
- Valorização do património geológico: Dobras do Almogrove como potencial geomonumento.

c) Proposta para os alunos do 12º Ano

1ª Paragem – Praia da Ilha do Pessegueiro

- Evolução paleogeográfica: observação dos vários depósitos sedimentares de várias idades
- História geológica de uma região: formação da Ilha do Pessegueiro.
- O Homem como agente de mudanças ambientais: alterações antropogénicas nos arenitos quaternários da Ilha do Pessegueiro

2ª Paragem – Praia do Malhão

- Teoria da Tectónica de Placas: filões associados à abertura do Atlântico
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: comparação das unidades do Paleozóico
- História geológica de uma região: estudo das formações do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico

3ª Paragem – Vila Nova de Milfontes

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: elevação da Serra do Cercal.
- Evolução paleogeográfica: depósito de praia fossilizada e depósitos sedimentares posteriores.
- História geológica de uma região: paleocanal do rio Mira.
- O Homem como agente de mudanças ambientais: urbanização sobre o campo dunar actual

4ª Paragem – Almogrove

- Teoria da Tectónica de Placas: deformação nas rochas do Paleozóico.
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: dobras e falhas da região.
- História geológica de uma região: *Flute casts* (marcas de fundo) nas rochas paleozóicas

VISITA B: Milfontes – Aljezur

a) Proposta para os alunos do 10º Ano

1ª Paragem – Milfontes

- Rochas sedimentares (xistos, argilitos, arenitos, campo dunar fossilizado)
- Placas tectónicas e os seus movimentos: formação da Serra do Cercal.
- Desastres naturais e ocupação de áreas de risco: ocupação antropogénica do campo dunar recente.

2ª Paragem – Almogrove

- Mobilismo geológico: deformação dúctil das rochas do Paleozóico.
- Conservação do Património Geológico: valor geológico da zona.

b) Proposta para os alunos do 11º Ano

1ª Paragem – Vila Nova de Milfontes

- Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra: campo dunar fossilizado, paleocanal.
- Metamorfismo: xistosidade nas formações do Paleozóico.
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: construção de habitações e equipamento hoteleiro sobre as dunas.

2ª Paragem – Almogrove

- Principais etapas de formação das rochas sedimentares: formações paleozóicas, campo dunar quaternário.
- Deformação frágil e dúctil: Falhas e dobras que se encontram entre a Foz dos Ouriços e a Lapa das Pombas.

-Valorização do património geológico: Dobras do Almogrove como potencial geomonumento.

- Rochas sedimentares como arquivo da história da Terra: a cerca 5km do Cabo Sardão depósito de pequenos seixos amendoados de quartzo e quartzito (FAB) com cerca de 3m de espessura sobre o substrato paleozóico (penetração do mar?).

3ª Paragem – Zambujeira

- Ocupação antrópica e problemas de ordenamento: queda da arriba .

- Deformação frágil: falhas ao longo das arribas.

- Deformação dúctil: *boudins* resultantes de distensão.

Rochas metamórficas: xistos, grauvaques e quartzitos

c) Proposta para os alunos do 12º Ano

1ª Paragem – Milfontes

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológica: elevação da Serra do Cercal.

- Evolução paleogeográfica: campos dunares que testemunham regressões marinhas.

- História geológica de uma região: entalhe do rio Mira.

- O Homem como agente de mudanças ambientais: ocupação antrópica do campo dunar actual.

2ª Paragem – Almogrove

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológica: dobras e falhas associadas a movimentos distensivos.

- A Terra antes do aparecimento do Homem: formação das unidades do Paleozóico.

3ª Paragem – Zambujeira

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: falhas associadas a movimentos distensivos.

- História geológica de uma região: sedimentação diferenciada testemunhada pelos xistos e grauvaques.

4ª Paragem – Aljezur

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológica: formação do fosso de Aljezur.
- História geológica da região: depósitos sedimentares de várias idades.
- Paleoclimas: depósitos do Miocénico médio.

VISITA C: Amoreira – Amado

a) Proposta para os alunos do 10º Ano

1ª Paragem – Amoreira

- Rochas sedimentares (arenitos) e metamórficas (xistos e grauvaques).
- Placas tectónicas e os seus movimentos: dobras, falhas e *boudins*.
- Conservação do Património Geológico: Ponta do Penduradouro (campo dunar fossilizado).

2ª Paragem – Amado

- Rochas sedimentares (arenitos, argilitos, siltitos, margas) e magmáticas (filões).
- Placas tectónicas e os seus movimentos: filões associados à abertura do Atlântico.
- Conservação do Património Geológico: Arenitos de Silves.
- Vulcanologia (chaminé vulcânica, brecha vulcânica, filões associados à abertura do Atlântico).

b) Proposta para os alunos do 11º Ano

1ª Paragem – Aljezur

- Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra: depósitos do Miocénico.
- Deformação frágil: formação do Fosso de Aljezur.
- Exploração sustentada de recursos geológicos: extracção de argilas em Aljezur.

2ª Paragem – Amoreira

- Principais etapas de formação das rochas sedimentares: campo dunar móvel e campo dunar consolidado.

- Deformação frágil e dúctil: Falhas e dobras.
- Metamorfismo: xistosidade nas formações paleozóicas.
- Valorização do património geológico: Ponta do Penduradouro (campo dunar fossilizado).

3ª Paragem – Arrifana

- Deformação frágil e dúctil: falhas e dobras na arriba do porto de pesca da Arrifana.
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: empreendimento turístico de Vale da Telha.
- Rochas sedimentares como arquivo da História da Terra: ripple-marks nas camadas de grauvaques da arriba do porto de pesca.
 - Rochas magmáticas: sienitos nefelínicos que formam os molhes do porto de pesca.
 - Rochas dobradas e inclinadas que testemunham o movimento das placas tectónicas.
 - Ocupação de áreas de risco: fortaleza de Arrifana.

4ª Paragem – Amado

- Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra: Arenitos de Silves e Formação margo-carbonatada de Silves.
 - Magmatismo: chaminé vulcânica e filões.
- Deformação frágil e dúctil: Falhas e dobras ao longo de toda arriba Este.
- Valorização do património geológico: Arenitos de Silves.

c) Proposta para os alunos do 12º Ano

1ª Paragem – Aljezur

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológica: formação do fosso de Aljezur.
- Paleoclimas: depósitos do Miocénico médio.

2ª Paragem – Amoreira

- Teoria da Tectónica de Placas;
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas.
- A medida do tempo e a História da Terra.
- Geohistória. Evolução paleogeográfica.
- História geológica de uma região.

3ª Paragem – Estrada da Bordeira

- Evolução paleogeográfica: entalhe da rede hidrográfica; paleovales.

4ª Paragem – Amado

- História da Terra
- Evolução paleogeográfica: formação dos Arenitos de Silves.
- História geológica de uma região: formação do Afloramento da Carrapateira.

VISITA D: Telheiro – Burgau

a) Proposta para os alunos do 10º Ano

1ª Paragem – Belixe

- Rochas sedimentares: calcários calciclásticos, calcários oolíticos calcários micríticos, calcários margosos e margas.
- Fósseis: margas e calcários ricos em macrofósseis: *Belemnites sp.*, *Pecten sp.*, *Chlamys textoria*, *Terebratula sp.*
- Ocupação de áreas de risco: Fortaleza de Belixe.

2ª Paragem – Mareta

- Rochas sedimentares: Calcários compactos, dolomitos, margas, calcários margosos calcários detríticos, calcários bioclásticos, duna consolidada.
- Vulcanologia e tectónica de placas: um filão de rocha básica associado à intrusão do maciço de Monchique.
- Mobilismo geológico: promontório de Sagres (plataforma de abrasão à cota de 40m).
- Desastres naturais: desabamento da arriba NW em blocos.
- Conservação do Património Geológico: formação recifal da Praia da Mareta.

b) Proposta para os alunos do 11º Ano

1ª Paragem – Telheiro

- Rochas sedimentares: arenitos, siltitos, pelitos e dolomitos.
- Deformação dúctil: rochas do Paleozóico com dobras.
- Deformação frágil: falhas normais descoladas, falhas de crescimento.
- Valorização do património geológico; Ponta do Telheiro como potencial geomonumento.
- Rochas sedimentares como arquivos da história da Terra: descontinuidade do Paleozóico – Mesozóico.

2ª Paragem – Belixe

- Ocupação antrópica e problemas de ordenamento: instabilidade da arriba sob a fortaleza de Belixe.
- Rochas sedimentares: dolomitos cristalinos calcários calciclásticos, calcários oolíticos calcários micríticos, calcários margosos e margas.
- Deformação frágil: várias falhas que testemunham movimentos distensivos e compressivos.

3ª Paragem – Mareta

- Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra: depósitos sedimentares de várias idades que testemunham períodos de emersão/imersão da zona.
- Rochas sedimentares: biostromas, calcários oolíticos, calcários corálicos, calcários pisolíticos, calcários calciclásticos, calcários dolomíticos, calcário detrítico, margas acinzentadas, calcários margosos.
- Fósseis: bioturbação, pistas, ouriços, crinóides, braquiópodes, lamelibrânquios gasterópodes, foraminíferos.
- Etapas da formação das rochas sedimentares: laminação paralela, ripples.
- Metamorfismo: auréolas de metamorfismo provocadas pelo filão de idade cretácica.
- Valorização do património geológico: Calcários de fácies recifal da praia da Mareta como geomonumento.

4ª Paragem – Burgau

- Principais etapas de formação das rochas sedimentares: formação do recife da Praia da Mareta.
- Rochas sedimentares, arquivos históricos da Terra: pistas, fósseis de ostraídeos, paleossolos.
- Deformação frágil: Falhas, abatimentos.

c) Proposta para os alunos do 12º Ano

1ª Paragem – Telheiro

- Dinâmica da Litosfera: falhas normais descoladas e falhas de crescimento.
- História geológica de uma região: rochas sedimentares de várias idades que testemunham os diversos paleoambientes da região.

2ª Paragem – Belixe

- Dinâmica da Litosfera: falhas que sugerem estiramentos da crosta ocorridos no Jurássico e Cretácico.
- Evolução paleogeográfica: discordância verificada entre as camadas calcárias.

3ª Paragem – Mareta

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: falhas associadas a movimentos distensivos descontinuidade Caloviano – Oxfordiano.
- Evolução paleogeográfica: descontinuidade Caloviano – Oxfordiano.
- História geológica de uma região: formação do recife da Praia da Mareta.

4ª Paragem – Burgau

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: falhas normais e abatimentos associados a movimentos distensivos.
- História geológica de uma região: fósseis encontrados nas Margas da Luz.
- Paleoclimas: alternância de sedimentação continental e lagunar.

2 – ROTEIRO GEOLÓGICO

Por ser uma das zonas com maior potencial turístico do país, o PNSACV deve ser divulgado em todas as suas vertentes, de forma a satisfazer o interesse dos visitantes que se deslocam à região para usufruírem dos valores naturais inerentes ao parque. Assim, torna-se pertinente a produção de meios de divulgação turística dos aspectos mais interessantes do PNSACV, nomeadamente, a criação de um roteiro que contenha os aspectos mais substanciais da geologia desta área protegida.

Ao longo do roteiro são dadas referências do itinerário sugerido (percorrendo o parque desde a extremidade norte até ao seu limite algarvio, na zona do Burgau), enfatizando os locais dignos de paragem e de observação mais minuciosa.

Os interessados poderão então, com o auxílio deste roteiro, ficar a conhecer genericamente a geologia do PNSACV, orientados por um guia que explica os aspectos geológicos numa linguagem inteligível para o cidadão comum.

Este roteiro tem início em **S. Torpes**, 3 km a Sul da cidade de Sines. Ao longo do percurso, pode observar – se, de Norte para Sul, o gradual aumento da plataforma litoral que começa por ter em S. Torpes cerca de 2-3 m de altitude, atingindo os 20m em Porto Covo.

Observa-se para Sul, que a parte superior da plataforma litoral é plana: trata-se de uma plataforma de abrasão marinha, afeiçoada pela subida do nível das águas do mar.

As rochas mais antigas que aqui afloram – xistos – formaram – se há mais de 300 milhões de anos. Sobre estes, encontram – se um espesso depósito de areias alaranjadas que são atribuídas a um período muito mais tardio: têm cerca de 2 milhões de anos. Este hiato é explicado pelo facto de todas as rochas posteriores aos xistos terem sido erodidas, antes de se depositarem os arenitos alaranjados.

Imediatamente a Sul de S. Torpes, na **Praia do Burrinho**, podem observar – se resquícios de um campo dunar consolidado. Estas dunas consolidadas estão cobertas por um extenso campo dunar não consolidadas que nesta zona atinge uma altura assinalável. De ressaltar é a evidência de que estas dunas não se formaram a partir de areias de praias actuais: testemunham um período em que o nível do mar estava bastante mais baixo, deixando emersas extensões de praia muito superiores às que agora existem.

A partir da Praia do Burrinho começa a poder ser observada a leste, a Serra do Cercal. Estes relevos são nesta zona, o limite interior da plataforma litoral.

Continuando para sul, visualizam-se xistos com maior altitude e os depósitos sedimentares arenosos diminuem de espessura. Avistam – se ao longo das arribas muito deformadas que se estendem até **Porto Covo**, inúmeros testemunhos da actuação de forças resultantes dos movimentos das placas tectónicas: dobras, falhas, camadas muito inclinadas.

De destacar, é ainda, o facto do promontório **(A)** que existe junto à Praia do Banho (em Porto Covo) assinalado por um farolim, ser talhado em rocha de natureza vulcânica. Estas rochas são contemporâneas dos xistos (360 milhões de anos). Nessa altura, o sudoeste português fazia parte de um extenso mar epicontinental, onde ocorria sedimentação detrítica. Neste mar, existia abundante actividade vulcânica o que pode ser observado neste local.



Testemunhos de vulcanismo mais tardio podem ser encontrados mais a Sul, na **Praia dos Búziosinhos**, onde existem vários filões de origem vulcânica a cortar as arribas. Este vulcanismo está provavelmente relacionado com a intrusão do Maciço vulcânico de Sines.

Seguindo para Sul, chega – se à **Praia da Ilha do Pessegueiro**. Nesta zona afloram rochas de idade e natureza muito diferentes. As rochas mais antigas são os xistos siliciosos e os xistos luzentes que formam as arribas desde a Baía de Porto Covo até à praia que fica imediatamente abaixo da Fortaleza do Pessegueiro. Tratam – se de rochas com aproximadamente 360 milhões de anos que se formaram a partir de sedimentos vulcano – detríticos, em ambientes profundos. Os xistos encontram – se por vezes muito enrugados e inclinados. Esta deformação é devida à actuação de forças relacionadas com o movimento das placas tectónicas.

Um dos melhores sítios deste percurso para se observar a evolução geológica da zona, é o cimo da fortaleza que coroa a arriba. Observa-se imediatamente a Sul desta construção, alguns metros de depósitos arenosos de natureza marinha e fluvial. Este depósito está consolidado por um cimento ferruginoso, o que lhe confere uma tonalidade alaranjada.

A cobrir as areias alaranjadas encontram – se depósitos de natureza também arenosa, mais claros que o subjacentes. Estes arenitos, ricos em vestígios de conchas, são pouco consolidados

e têm origem marinha. Ambos os depósitos, formados há menos de 2 milhões de anos, testemunham a ocorrência de episódios de transgressão marinha (subida do nível médio das águas do mar).

Os depósitos anteriormente descritos, estão protegidos por arenito dunar com cerca de 3m de espessura, muito resistente, que constitui a parte cimeira da arriba e protege as camadas subjacentes dos agentes erosivos. Os diferentes feixes que se observam sobrepostos nas dunas consolidadas formaram-se por alternância de condições ambientais diferentes. Este campo dunar deve ter sido formado a partir de areias que ficaram emersas quando ocorreu uma grande regressão do mar, coincidente com um período de glaciação, há cerca de 20 000 anos. O mar terá recuado até cerca de 120 m abaixo do nível actual.

A vegetação que colonizava essas dunas foi degenerando, à medida que ocorria a cimentação dos sedimentos por carbonato de cálcio, oriundo de fragmentos de conchas que se encontravam misturados com a areia. Podem pois visualizar-se vestígios das raízes dessas plantas dunares – rizoconcreções – nos neste campo dunar fossilizado.

Destaca – se nesta praia a presença de uma ilha (B) com cerca de 0,5 km², a cerca de 300m da costa. Trata – se de um sistema dunar fossilizado que também testemunha uma regressão marinha.



De enfatizar é também a existência de um vasto campo de dunas não consolidadas, ao longo deste percurso. Começam a avistar – se imediatamente a sul da Baía de Porto Covo. Pela posição que ocupam – a encimar arribas com cerca de 10m de altura – não se podem relacionar com as praias actuais que são muito estreitas ou inexistentes. São pois, formações herdadas, que testemunham um nível do mar mais recuado, deixando emersas praias mais extensas. Estas

dunas encontram – se em fase de consolidação, fenómeno que se pode observar junto à arriba da praia da Bica Vermelha.

Entre o Pessegueiro e a praia do Malhão existe um areeiro que testemunha a penetração do mar cerca de 3km em relação à linha de costa actual. Este areeiro localiza – se na estrada, que liga Porto Covo a Vila Nova de Milfontes, ao km 6 da EN 1072. Trata – se de uma acumulação de areia com 4 a 6 m de altura, de grão médio a grosseiro, quartzosa, rolada, onde se podem observar conchas de animais marinhos.

Na zona de **Vila Nova de Milfontes** as rochas mais antigas têm cerca de 300 milhões de anos. São rochas de origem metamórfica (xistos, quartzitos e grauvaques). Estão cobertas por areias de origem eólica que formam vastos campos dunares. As dunas consolidadas são mais antigas do que as dunas móveis que as cobrem. Ambas as formações dunares se depositaram sobre a plataforma litoral em épocas de regressão marinha. Um nível médio das águas do mar bastante mais baixo do que o actual, permitiu que se formassem espraiaados arenosos bastante extensos, susceptíveis de serem uma boa fonte de areia para a formação destas dunas.

No contacto entre os xistos e as areias, existem algumas nascentes. Estes escoamentos sub-superficiais, estão ligados às diferentes permeabilidades das rochas, atravessadas pelas águas de escorrência. As areias e os arenitos superficiais, como têm uma elevada permeabilidade, não constituem obstáculo para a infiltração da água, que fica retida sobre os xistos, formando acumulações de água subterrâneas. Quando surge uma oportunidade de escoamento, a água surge à superfície sob a forma das famigeradas “mil fontes”, fenómeno que se podem observar ao longo das arribas desta zona.

Da Ponta do Farol – em Vila Nova de Milfontes – visualiza-se para o interior, a Serra do Cercal. A sua origem resultou de movimentos tectónicos que ocorreram há cerca de 2 milhões de anos.

A partir deste local observa – se também, na praia que se situa imediatamente abaixo do farol desta vila, as Pedras do Patacho e da Foz. Trata – se de arenito dunar de superfície muito irregular e cheio de saliências muito aguçadas. É originado por erosão química na faixa sujeita à salsugem. Entre as referidas pedras, há uma área deprimida imersa na maré-cheia (C). Verifica-se aí, uma zonação de formas: lapiás na Pedra do Patacho, depressões no arenito dunar, marmitas litorais, e uma área de acumulação de areias onde se formam dunas hidráulicas (ripples).



Nesta praia podem observar – se ainda estruturas do tipo *beach rock*: areias consolidadas que têm como base um conglomerado de grandes seixos rolados. Visualiza-se nesta areia consolidada grandes calhaus angulosos e rizoconcreções. É o resquício de uma praia antiga fossilizada.

O entalhe do rio Mira deu – se posteriormente ao levantamento da Serra do Cercal. O seu troço vestibular ter – se – à estabelecido há menos de 20 mil anos, aproveitando os abatimentos da plataforma litoral consequentes de movimentações de origem tectónica.

O **Almograve** é a melhor zona de todo o PNSACV para se observar a deformação a que foram sujeitas as rochas do Paleozóico (D). Estas rochas, com mais de 300 milhões de anos, afloram ao longo das arribas de todo o percurso. São xistos e grauvaques muito dobrados e fracturados por movimentos tectónicos compressivos ocorridos aquando da formação do supercontinente Pangeia.



As areias que cobrem as arribas são de origem eólica e, tal como todas as formações dunares que acompanham a costa, não estão relacionadas com as praias actuais mas com praias que ficaram a descoberto quando, em períodos de regressão marinha, a descida do nível do mar permitiu deixar a descoberto grandes extensões de areias, posteriormente sopradas pelo vento. Na arriba porto de pesca (Lapa das Pombas) observa – se uma magnífica discordância entre as rochas mais antigas que afloram nesta zona (330 milhões de anos) e as areias de origem marinha que sobre elas se depositaram. Estas areias que se depositaram há menos de 2 milhões de anos, testemunham uma transgressão marinha que elevou o nível do mar para uma cota superior à actual.

No **Cabo Sardão**, destacam – se pela sua imponência, as arribas que chegam a atingir 50m de altitude. São talhadas em xistos, quartzitos e grauvaques, rochas metamórficas formadas há cerca de 330 milhões de anos (Paleozóico). Resultaram da acumulação de sedimentos argilosos e areias nos fundos marinhos. O metamorfismo a que posteriormente foram sujeitas resultou do afundamento dos sedimentos até profundidades elevadas. Por acção da pressão e de altas temperaturas ocorreu a transformação dos argilitos em xistos e dos arenitos em quartzitos e grauvaques. Estas rochas não estão na sua posição original de formação: encontram – se deformadas (dobradas e fracturadas) por acção de forças relacionadas com os movimentos das placas tectónicas.

Na zona do farol do Cabo Sardão, avista-se a Norte, a discordância entre as rochas mais antigas (xistos, grauvaques) e as areias (avermelhadas) que as cobrem. Antes de se depositarem os sedimentos arenosos, as rochas do Paleozóico foram arrasadas pelo mar há cerca de 5 MA, o que deu origem a uma superfície aplanada; cerca de 3 milhões de anos mais tarde, após um episódio de regressão marinha, ocorreu uma nova subida das águas do mar que depositou os sedimentos arenosos.

Para Sul, avista – se toda a plataforma litoral até ao Cabo de S.Vicente. Observa-se também a Serra de Monchique e a Serra de Espinhaço de Cão.

Por estas arribas serem um local de difícil acesso (são muito escarpadas e directamente batidas pelo mar), tornam – se um local atractivo para a nidificação de aves como as cegonhas, as gralhas e as pombas das rochas. Os penhascos do cabo estão repletos de ninhos suficientemente próximos para serem observados, mas convenientemente inacessíveis.

Saindo da zona Cabo Sardão, encontra se imediatamente a sul, a vila de **Zambujeira do Mar**. Esta povoação está construída sobre rochas com mais de 350 milhões de anos bastante deformadas, tal como aquelas encontradas até aqui.

Desde a povoação da Zambujeira até **S. Teotónio** nota – se uma subida moderadamente acentuada; a estrada estende – se sobre um conjunto de colinas de pequena dimensão, com os topos aplanados: relevos de Carregoussal – S. Teotónio Esta elevação topográfica é, nesta zona, limite interior da plataforma litoral. O levantamento destes relevos é atribuído a movimentos tectónicos relacionados com a Falha da Messejana e com o levantamento da Serra do Cercal.

Continuando para sul, entra – se no domínio algarvio do PNSACV. Encontra – se o **Fosso de Aljezur** no interior do qual está construída uma povoação com o mesmo nome. O fosso de Aljezur é uma depressão com forma alongada segundo a direcção N-S com cerca de 5 km de comprimento. A sua largura é aproximadamente 1,5 km. Esta depressão está ladeada pela plataforma litoral (a Oeste) e pela plataforma interior (a Este) que se encontram a cotas superiores a 100m. O abatimento do fosso é na ordem dos 60-70 m. Nesta depressão estão conservados depósitos miocénicos (aprox. 15 Ma) e pliocénicos (aprox. 5 Ma) a cotas mais baixas que as rochas que os ladeiam (aprox. 350 Ma).

Entre Aljezur e Lagos existe uma estrada alternativa para Vila do Bispo que nos conduz à povoação da **Carrapateira**. Nesta zona, destaca – se a existência de uma série de montes (cabeços) que resultaram do entalhe de uma rede hidrográfica que dissecou bastante a plataforma litoral. São também evidentes entre os cabeços, vales de fundo plano e vertentes abruptas. Estes vales que encaixavam a uma cota mais baixa, durante a glaciação wurmiana (há aproximadamente 20 mil anos) quando o mar desceu cerca de 100m, ficaram entulhados de sedimentos continentais, trazidos por cursos de água, quando o nível do mar voltou a subir.

O afloramento da Carrapateira – que começa no extremo sul da Praia da Carrapateira e termina na zona norte da Praia do Amado – é formado por calcários dolomíticos, margas cinzento – esverdeadas; calcários compactos claros, acinzentados, depositados em bancadas espessas. Estas rochas têm cerca de 150 Ma, depositaram – se em meio sub -aquático e estão muito fracturadas devido a fenómenos relacionados com o movimento das placas tectónicas (orogenia alpina). Na zona do porto de pesca, a arriba calcária está extremamente carsificada (dissolvida pela água) e preenchida por alguns metros de areias vermelhas quaternárias. A arriba é atravessada por falhas que facilitaram a carsificação.

Imediatamente a sul do porto de pesca, surge a magnífica praia do **Amado** (E). Neste sítio, destaca – se, pela importância geológica e estética, uma formação de origem sedimentar com cerca de 210 Ma que cunha esta praia com uma beleza ímpar. São arenitos encarnados e amarelos (Arenitos de Silves) de origem continental e foram trazidos até ao local por cursos de águas fluviais. O afloramento que testemunha um nível médio das águas do mar mais baixo que

o actual, encontra – se na metade norte da praia e tem cerca de 10m. Nota-se alternância de regimes de corrente diferentes que trouxeram sedimentos mais grosseiros alternados com sedimentos mais finos.



Este é um local muito marcado pela existência de vulcanismo. Ocorrem vários filões ao longo das arribas e uma grande chaminé vulcânica forma a extremidade da praia do Amado. Embora a idade exacta deste magmatismo seja desconhecida, pensa – se que terá ocorrido entre o Jurássico superior e o Cretácico médio, associado à intrusão do Maciço Ígneo de Monchique.

Ao chegar a Sagres, existe uma estrada que conduz ao Cabo de S. Vicente. Antes de chegar ao cabo há um desvio em terra batida, que nos conduz à pérola geológica do PNSACV: a **Ponta do Telheiro (F)**. Este é provavelmente, o melhor sítio da Península Ibérica para se observar a discordância Paleozóico – Triásico. A cobrir os xistos e grauvaques que se formaram em bacias de sedimentação marinha há mais de 350 Ma, estão arenitos que testemunham a mudança de condições de sedimentação que se verificou há cerca de 200 Ma. As areias depositaram – se em ambiente fluvio – continental. Esta mudança ambiental verificou – se em consequência do levantamento e desmantelamento da cadeia hercínica, e está associada ao início da abertura do Oceano Atlântico.



A **Ponta de Sagres** situa – se já na fachada meridional do parque. Constitui um imponente promontório cujo topo aplanado corresponde a uma plataforma de abrasão situada à cota 40m. É talhada em resistentes calcários dolomíticos que se depositaram em fundos marinhos há cerca de 140 Ma.



Neste local, são frequentes galerias cársticas. Esta ponta é cortada por falhas de direcção NE – SW. Nas duas falhas situadas no extremo SE, as galerias que ocorrem em profundidade comunicam com a superfície por pequenos algarés, onde se pode assistir ao fenómeno do “buraco soprador”.

Na parte Este da Ponta de Sagres, existem dois retalhos de duna consolidada cobrindo a arriba em toda a altura. A regularidade e a perfeita correspondência de formas leva a supor que se trata de restos de cobertura que foi muito mais extensa no passado.

A Praia da Salema é digna de destaque por nela se encontrarem pistas de dinossáurios carnívoros e herbívoros atribuídas ao Cretácico. Também na parte ocidental desta praia se pode observar um grande bloco caído da arriba com pistas de arrastamento de animais bentónicos. Entre a zona da **Praia da Salema** e a **Praia do Burgau**, as arribas são talhadas em rochas cuja

gênese teve lugar há cerca de 140 Ma. Estas rochas resultaram de uma acumulação de sedimentos que durou aproximadamente 50 Ma. Estas formações testemunham alternância de períodos de regressão e transgressão marinha e são bastante ricas em fósseis (H).



VI. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este trabalho pretende evidenciar a riqueza e a diversidade geológica que se pode encontrar no Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina. Resultou de uma pesquisa realizada ao longo da área da referida área protegida, em busca dos melhores locais para observar os testemunhos dos fenómenos geológicos que ocorreram e que continuam a suceder-se na zona em estudo.

A investigação permitiu concluir que a área do PNSACV reúne condições excepcionais para nela serem organizadas saídas de campo com alunos do ensino secundário, em conformidade com os programas de Geologia actualmente em vigor. Um dos objectivos desta pesquisa foi também provar que os conteúdos programáticos leccionados em sala são facilmente observáveis bem perto das escolas e dos locais de residência da comunidade escolar.

Uma vez que do levantamento geológico da zona resultaram documentos que registam aspectos importantes da geologia do PNSACV, determinei compilá-los sob a forma de sítio na Internet de modo a transformá-los numa ferramenta de preparação de saídas de campo e até de consulta na sala de aula. Espero com este préstimo conseguir facilitar e estimular as saídas de campo na disciplina de Geologia e até incitar alunos e professores – fora do contexto escolar – a explorar a zona circundante às suas áreas de residência e aliar os conhecimentos académicos à realidade observável.

A presente dissertação pretende igualmente potenciar o interesse turístico da zona do PNSACV ao criar um roteiro com lugares transitáveis em qualquer altura do ano pelos visitantes do parque, de forma a contrariar a sazonalidade do turismo local.

Tendo em conta que as políticas de conservação devem ser baseadas numa visão integrada dos recursos naturais, é imprescindível sensibilizar os cidadãos, disponibilizando informação relativa aos aspectos naturais das áreas protegidas, suas características e necessidade de preservação e de valorização.

BIBLIOGRAFIA

- AIRES-BARROS, L. (1979) – Actividade ígnea pós-paleozóica no continente português (elementos para uma síntese crítica). *Ciências da Terra*, UNL, vol. 5, pp. 175-214.
- ALBUQUERQUE, F. (2005) – *Roteiros geológicos destinados a Saídas de Campo para o Ensino Secundário*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 322 pág.
- ANTUNES, M. T. (1979) – Vertebrados miocénicos de olhos de Água (Algarve). Interesse estratigráfico. *Bol. Mus. Min. Geol. FCL*, vol.16, pp 343-352
- ANTUNES, M. T.; BIZON, G.; NASCIMENTO, A. ; PAIS J. (1981) – Nouvelles donnés sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve. *Ciências da Terra* (UNL), 6, pp.153-168
- ALVES, T.M.; MOITA,C.; PINHEIRO, L.; MONTEIRO, J.H., GAWTHORPE, R.L.; HUNT, D.H.(2003) - Evolução tectono – sedimentar da margem Ibérica ocidental durante o *rifting* do Mesozóico, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- ALVES, T.M., GAWTHORPE R., HUNT D. & MONTEIRO J.H. (2000) – Tertiary evolution of the São Vicente and Setúbal submarine canyons, Southwest Portugal: insights from seismic stratigraphy, 1º Congresso sobre o Cenozóico português, *Ciências da Terra nº 14*, , 14pp.
- AMARO, H. (2000) – *A evolução tectono – sedimentar do Fosso de Aljezur*. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 142 pg.
- BARROSO, F.; KULLBERG, J. C. (2000) – Exemplos de ferramentas de media utilizados na nas TIC em Geologia, projecto GeoMedia , *in Utilização das Tecnologias da Informação e comunicação em geologia*, *Ciências da Terra* (vol. especial IV), Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.
- BOLACHA, EDITE (2000) – Estruturação do conhecimento através do hipertexto – uma aplicação ao ensino da Geologia. Dissertação de Mestrado apresentada à Universidade Aberta
- BRILHA, J.; DIAS G.; MENDES A.; HENRIQUES R.; AZEVEDO I.; PEREIRA R. (1999) – A Internet e a divulgação do património geológico, *in I Seminário sobre o património geológico português*, IGM, Alfragide.
- BRILHA, J.(2002) – Geoconservation and Protected Áreas, *Environmental Conservation*, 29(3):273-276
- CABRAL, J. (1993) – Neotectónica de Portugal Continental. Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, 435pp
- CACHÃO, M. A.(1995) – Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia. *Diss. Doutoramento*, Universidade de Lisboa, 356 pp
- CARANOVA, R.; MARQUES, F.O. (2003) – Análise estrutural da Praia de Vale Figueira – Zona Sul Portuguesa , *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.

- CARVALHO, D. (1976) – Considerações sobre o vulcanismo de Cercal-Odemira. Suas relações com a faixa piritosa. *Comunicação Serv. Geol. de Portugal*, Lisboa, T. LX, PP. 215-238
- CHAGAS (1993), "Aprendizagem não formal / formal das ciências. Relações entre os museus de ciências e as escolas", *Revista de Educação*, III, 1, 51-59.
- COELHO, A. V. (1979) – Rochas ígneas – Notícia explicativa da Folha 51 – B, Vila do Bispo, Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- COELHO, A.V. & BRAVO, M.S. (1983) – Exemplo de vulcanismo tardio em Portugal. Rocha ígnea post-miocénico inferior (Figueira-Algarve). *Ciências de Terra (UNL)*, Lisboa, nº7, pp 99-114.
- COELHO, A. V. (1984) – Mesozóico. Rochas ígneas pós – Hercínicas., *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- COELHO, R.(2002) – Aspectos geológicos do Parque Natural das Serras de Aire e Candeeiros e sua divulgação multimédia – um contributo para o ensino das Ciências da Terra. Dissertação de Mestrado apresentada à Faculdade de ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.
- COSTA, A. (2002) – *Públicos da Ciência em Portugal*, Gradiva, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 193 pag.
- DIAS, G; BRILHA, J. B.; ALVES, M. I. C.; PEREIRA D.I.; FERREIRA N; MEIRELES C.; PEREIRA P.; SIMÕES P.P.(2003) – Contribuição para a valorização e divulgação do património geológico com recurso a painéis interpretativos; exemplos em áreas protegidas do NE de Portugal, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica, 3 pp.
- DIAS, R.; ROCHA, R.C. (2003) – “ GeoPoint: geodinâmica de Portugal interactiva”, *Comun. VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- FEIO, M. (1951) – *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 186 pp.
- FEIO, M. (1952) – A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia. *Comunicação Serviços geológicos de Portugal*, Lisboa, T XXXII (2), 303-480
- FEIO, M. (1984) – Geomorfologia, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- FERREIRA, F. (2000) – A experiência de apoio à produção de conteúdos educativos no âmbito do programa Nónio, *in Utilização das Tecnologias da Informação e comunicação em geologia*, Ciências da Terra (vol. especial IV), Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.

- FERREIRA, N.; BRILHA, J.B.; DIAS G.; CASTRO P.; ALVES M.I.C. ; PEREIRA D. (2003) – Património geológico do parque Natural do Douro Internacional (NE de Portugal): caracterização de locais de interesse geológico, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica, 3 pp.
- FREITAS, M.C.; CACHÃO, M.; ANDRADE, C.; CRUCES, A. (2003) – O Ciclo sedimentar Tardiglacial e Holocénico – exemplos do litoral SW português , *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- FREITAS, M.C.; ANDRADE, C.; ROCHA, F.; TASSINARI, C.; MUNHÁ, J.M.; CRUCES, A.; VIDINHA, J. & SILVA, C. M. (2003) Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons: 1. The sedimentological and geochemical records of the Santo André coastal area (SW Portugal). *The Holocene*, 13(3): 433-446
- GALEGO, D. & ALONSO, C. (1995) – Sistemas Multimedia. In *Tecnología Educativa. Nuevas Tecnologías aplicadas a la educacion*. Ed. Marfil, Espanha, 165-186
- GOMES, N.; ANDRADE, C. (2003) – Potencial de recuperação dunar em Portugal continental , *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- GOMES, N.; VALVERDE F. (2003) – Cartografia da dinâmica dunar em Portugal, a Sul do Tejo , *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- LEGOINHA, P.; BRILHA, J.; NEVES, L. (2000) – Geologia e Internet em Portugal, *in Utilização das Tecnologias da Informação e comunicação em geologia*, Ciências da Terra (vol. especial IV), Centro de Estudos Geológicos da Faculdade de ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa.
- LOPES, F.C. (2003) – Tectónica salífera cenozóica na margem algarvia, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- LOPES, F.C.; CUNHA P.(2000) – Estratigrafia sísmica do Cenozóico na plataforma continental algarvia: interpretação do controle tectónico da sedimentação, 1º Congresso sobre o Cenozóico português, *Ciências da Terra nº 14*, 2000, 20 pp.
- LOURO, MÁRIO (2003) – A Internet, um recurso didáctico: ensaio se aplicação das Tecnologias da Informação e Comunicação no ensino da Ciências Naturais
- LOTZE, F.(1945) – *Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch, Berlin, vol.6,pp 47-61
- MACHADO, I. LEAL; DIAS, R. (2003) – Geost: interpretação de cortes geológicos interactiva, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.
- MARQUES, F. (1997) – *As arribas do litoral do Algarve. Dinâmica, processos e mecanismos*. Dissertação de Doutoramento em Geotecnia apresentada à Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa
- MARTINS, A. (1949) – *Maciço Calcário Estremenho. Contribuição para um estudo de Geografia Física*. Coimbra, 248 pág.

- MARTINS, L.(1991) – Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica. Tese de Doutoramento. FCUL, Lisboa, 410 pp
- MOREIRA, V. (1993) – “ Historical tsunamis in mainland Portugal and Azores – case histories” in *Tsunamis in the world*, ed. S. Tinti, Kluwer Academic Publishers.
- MOUGENOT, D; MONTEIRO, J.; DUPEUBLE, P. A.; MALOD, J. (1979) – la marge continental sud-portugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra* (UNL). nº5, pp.223-246.
- NETO DE CARVALHO, C.; SALTÃO, S.; CAMPOS RAMOS, J. & CACHÃO, M. (2003) – Pegadas de *Cervus elaphus* nos eolianitos plistocénicos da Ilha do Pessegueiro (SW Alentejano, Portugal). Actas do VI Congresso Nacional de Geologia; Ciências da Terra (UNL), nº esp.5
- NEVES, M. (1995) – *Dinâmica actual dos litorais rochosos. Exemplos do SW português*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 127 pp.
- OLIVEIRA, J. T. (1979) – Preliminary note on stratigraphy of the Baixo-Alentejo Flysch Group. Carboniferous of Portugal and on palaeogeographic development compared to corresponding units in Northwest Germany. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa. T 65, pp 151-168
- OLIVEIRA, J. T. (1984) – Paleozóico. Estratigrafia. Zona Sul Portuguesa, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- OLIVEIRA, J. T. (1999) – “As praias de Murração e Quebradas, na costa Vicentina do Algarve: sítios geológicos de interesse nacional e europeu, *in* I Seminário sobre o património geológico português, IGM, Alfragide.
- ORION, N. (1993) – Model for the development and implementation of field trip as na integral part of the sciences curriculum, *School Science and Mathematics*, pp 325 – 331.
- PALAIN, C., 1976 – *Une série détritique terrigène. Les Grés de Silves: Trias et Lias Inferieur*. Mem. 25. Serv. Geol., Portugal
- PEREIRA, A. RAMOS (1995) – Património geomorfológico no litoral sudoeste de Portugal, *Finisterra* XXX, 59 – 60, pp 7 – 25
- PEREIRA, A. RAMOS (1990) – A *plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental – estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física *apresentada* à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450 pp.
- PEREIRA, A. RAMOS (1991) – A evolução geomorfológica da Costa sudoeste, *I Encontro de Arqueologia da Costa Sudoeste*, Sagres.
- PEREIRA, A. RAMOS (2002) “Dunas consolidadas” em Portugal: Património Geomorfológico e indicador ambiental – *III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território* Universidade de Trás – os – Montes, Vila Real, 10 pp.

PIMENTEL, N. (1999) O Terciário da bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar, tese de Doutoramento apresentada à FCUL, Universidade de Lisboa, pp 381

PIMENTEL, N. (1999) – A Ponta do Telheiro (Costa Vicentina, SW de Portugal) – ideias para a valorização de um geomonumento, *in I Seminário sobre o património geológico português*, IGM, Alfragide.

REIS, R. PENA (1999) – O conteúdo dos elementos do património geológico. Ensaio de qualificação, *in I Seminário sobre o património geológico português*, IGM, Alfragide.

REY, J. (1983) – Le Cretacé de l'Algarve: éssai de synthèse. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, T 69, pp. 87-101

REY, J.; RAMALHO, M. (1973-1974) - Le Cretacé inférieur de l'Algarve occidental (Portugal), *Com. Serv. Geol. Portugal*, T LVII, pp. 155-181

RIBEIRO, A.(1979) – Introduction à la geologie générale du Portugal. *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa.

RIBEIRO, A.(1983) – Structure of the Carrapateira Nappe in the Bordeira Área, SW Portugal. *Mem. Serv. Geológicos de Portugal*, Lisboa, nº29, pp 91-97

RIBEIRO, A. (1984) – Paleozóico. Tectónica, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

RIBEIRO, A.; OLIVEIRA, J.T.; RAMALHO, M.; RIBEIRO, M.L.; SILVA, L.(1987) - Notícia explicativa da Folha 48 -D, Bordeira, Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

RIBEIRO, C. TERRINHA, P.; AZEVEDO, M.R.; SANTOS J.F.; ROCHA, F.;OUAJHAIN, B.(2003) – Chertificação e dolomitização do Carixiano de Sagres (Bacia Algarvia). Um caso de tectónica sinsedimentar bem datável. Novos dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, *VI Congresso Nacional de Geologia*, Monte da Caparica.

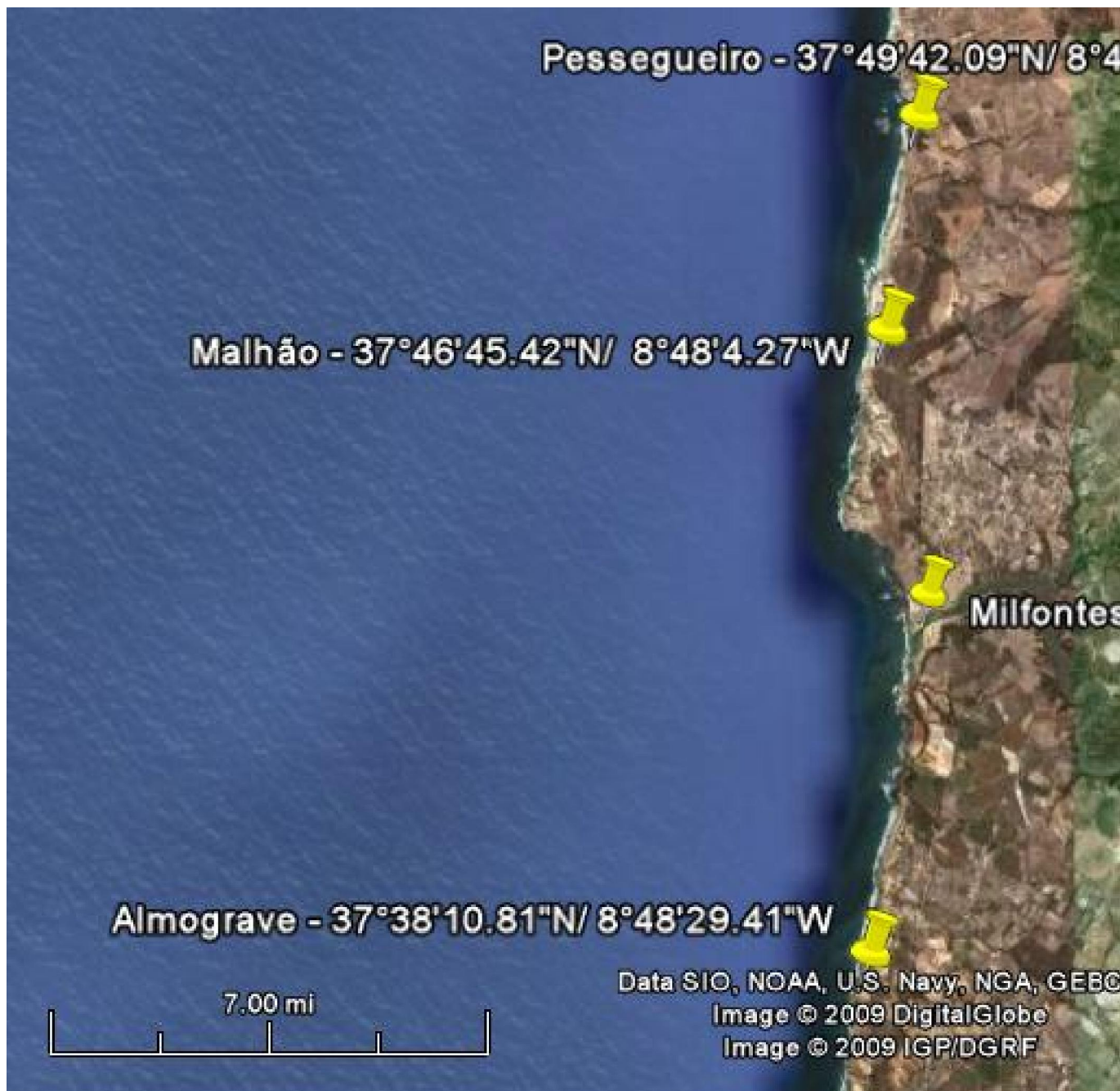
ROCHA, R. B. (1976) – Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*(UNL)., Lisboa, nº 2, pp.178

ROCHA, R; RAMALHO, M.; MANUPELLA, G.; ZBYSZEWSKI, G. (1979) – Notícia explicativa da Folha 51 – B, Vila do Bispo, Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

ROCHA, R.; RAMALHO, M.; ANTUNES, M.; COELHO A.V. (1983): – Notícia explicativa da Folha 52 – A, Portimão, Carta Geológica de Portugal na escala 1: 50 000, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.

- ROMARIZ, C., M. O. SILVA, C. ALMEIDA e F. PALMA (1976) Episódios vulcano-sedimentares no Algarve Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Fac. de Ciências de Lisboa, vol. 14(2), p. 373-376
- SILVA, M.O. (1984) – Hidrogeologia do Algarve Oriental. Dissertação de Doutoramento. Departamento de Geologia da FCUL, 260 pp
- TAPPONIER, P. (1977) – Evolution tectonique du système alpine en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull. Soc. Geol. France*, 7(19) 437-460
- TEIXEIRA, C.; TORCATO, J. (1975) – Nouvelles données sur l'âge du grand filon doleritique de Vila do Bispo. Bol. Soc. Port., vol. XIX (III), Lisboa, p.99-101
- TEIXEIRA, C. (1981) – *Geologia de Portugal. Precâmbrico/Paleozóico*. Fund. Calouste Gulbenkian. Lisboa. 629 pp
- TERRINHA, P. (1998) – *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*. PhD Thesis, Imperial College, Univ. London, SW7 2BP, 430 pp
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., KULLBERG, J. C., LOPES, C., ROCHA, R. & RIBEIRO, A., (2002) - Short-lived compressive episodes during Mesozoic rift tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: the cause of interruption of marine communication around the SW corner of Iberia in the Jurassic. *The Journal of Geology* 110 (1), 101-113, Chicago.
- ZBYSZEWSKI, G. (1940) – Contribution à l'étude du littoral quaternaire au Portugal. Publ. Mus. E Lab. Min. E Geol. Fac. Ciências do Porto, XV, Porto, 50pp
- ZBYSZEWSKI, G. (1946) – Note sur l'existence de algues fossiles dans le Miocène d'Aljezur. An. Fac. Ciências Port., tomo XXXI, Lisboa, p. 5-6
- ZBYSZEWSKI, G. (1958) – Le Quaternaire du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, TXIII, pp.3-227
- Declaração Internacional dos Direitos à Memória da Terra Digne (1991), *1º Simpósio Internacional sobre a Protecção do Património Geológico*, Digne.

ANEXO I









ANEXO I



Guião da saída de campo
Aspectos geológicos do Parque Natural do Sudoeste
Alentejano e Costa Vicentina
Biologia/ Geologia
10.º ANO

Nota: Sempre que tal te pareça importante, toma notas, faz esquemas no teu caderno de campo e fotografa os aspectos mais significativos (**não te esqueças que deves usar algo a servir de escala da fotografia**). Em cada estação, responde às questões que te são propostas no guião.

Nome: _____ N.º: ____ Turma: ____ Data: ____/____/____

1. Itinerário:

Praia da Ilha do Pessegueiro à Praia do Malhão

. Objectivos:

- Observar no terreno aspectos geológicos estudados na sala de aula.
- Compreender aspectos ligados à dinâmica do litoral.
- Relembrar a origem dos diversos tipos de rochas.
- Classificar as rochas com base na génese, na composição mineralógica e na textura.
- Compreender que as rochas e os fósseis nos fornecem informações importantes para a reconstituição da História da Terra.
- Compreender a importância dos fósseis na datação das rochas que os contêm.
- Aplicar princípios estratigráficos na datação relativa de rochas e de fenómenos geológicos.
- Compreender a importância dos fósseis em reconstituições paleoambientais.
- Relacionar os tipos de deformação observados com os esforços tectónicos subjacentes.
- Executar esquemas interpretativos dos aspectos observados.
- Aplicar os conhecimentos adquiridos a novas situações.
- Valorizar o trabalho de campo em Geologia e adquirir técnicas de trabalho de campo.
- Compreender a importância do ordenamento do território e da preservação do ambiente.
- Desenvolver atitudes de valorização do património geológico.

3. Material:

Caderno de campo / bloco de notas;
Lapiseira;
Borracha;
Máquina fotográfica;
Sacos, frascos e etiquetas;
Martelo de geólogo;
Bússola de geólogo;
Canivete;
Lupa de bolso;
Frasco de HCl diluído;
Cartas geológicas

1.ª Estação: Praia da Ilha do Pessegueiro (Porto Covo)

Aspectos geológicos a observar:

- Variedade litológica: rochas metamórficas (xistos, quartzitos) e sedimentares (vários arenitos, *beach rock*).
- Rizoconcreções (icnofósseis) nas dunas consolidadas.
- Estratificação das dunas consolidadas.
- Campo de dunas recentes e de dunas actuais.
- Vestígios de campo dunar fossilizado (Ilha do Pessegueiro e Arenito dunar do Malhão).
- Ocupação de área de risco: Forte do Pessegueiro.

1.1. Fortaleza

1. Indica cinco tipos de acumulações de sedimentos que consegues avistar à tua volta.
2. Formula uma hipótese que tente explicar a origem da Ilha do Pessegueiro

1.2. Arriba Este

3. Descreve a constituição litológica da arriba, da base para o topo.
4. Justifica a queda dos blocos que se encontram na base da arriba.
5. Indica qual o princípio estratigráfico que te permite estabelecer a idade relativa dos estratos existentes na arriba e enuncia-o.

1.3. Fósseis

6. Desenha um dos fósseis que encontram no arenito.
7. Explica como poderão ter-se formado os fósseis observados.

1.4. Filão

8. Neste local observa-se um filão que atravessa os argilitos. Faz um esquema do que aqui se observa.
9. Refere qual o tipo de metamorfismo que a intrusão do filão provocou na rocha envolvente.

1.5. Praia abaixo da fortaleza

10. Fotografava uma rocha sedimentar, uma rocha magmática e uma rocha metamórfica.

2.^a Estação: Praia do Malhão

Aspectos geológicos a observar:

- Placas tectónicas e os seus movimentos: deformação das rochas do Paleozóico.
- Vulcanismo: Filões de rocha ígnea
- Litologia: variedade de rochas sedimentares (argilitos, arenitos, grauvaques)
- Desastres naturais: desabamento da arriba sul

2.1. Metade norte da praia

1. Neste local observa-se uma arriba composta por alternâncias de xistos e grauvaques. Diz em que Era se depositaram estas camadas.
2. Justifica o facto das camadas observadas se encontrarem tão deformadas.
3. Distingue as camadas de xistos das camadas de grauvaques.

2.2. Metade sul da praia

4. Classifica, quanto à génese, as rochas constituintes dos vários filões que se encontram neste local.

5. Observa a granularidade dos filões e classifica-os quanto à sua textura.

6. Supõe que alguém pretendia construir uma casa no topo desta arriba. Indica, justificando, se tal projecto seria aconselhável.

Evolução geológica da zona

- No início do Paleozóico a região fazia parte de um extenso mar epicontinental onde ocorria sedimentação detrítica, génese dos argilitos, xistos e grauvaques que aqui existem.
- Os materiais paleozóicos foram sujeitos à deformação por dobramentos que ocorreram na primeira fase de actuação hercínica.
- A falta de testemunhos de episódios ocorridos no Mesozóico parece dever – se ao facto de terem acontecido sucessivos retoques erosivos continentais e marinhos.
- Deposição de sedimentos detríticos arenosos que se acumularam em discordância angular sobre os xistos paleozóicos.
- Posteriormente, a plataforma litoral ocidental, por ter um desnível maior, facilitou a organização pioneira da rede hidrográfica.
- A regressão marinha que se seguiu despoletou a organização da rede hidrográfica e a instalação do troço vestibular do Rio Mira.
- Criou – se o campo dunar de Malhão a partir da mobilização pelo vento das areias que o recuo do mar deixou emersas.
- O campo dunar não consolidado formou-se em regime regressivo tendo o recuo do mar permitido o aparecimento de um campo de deflação.

Bibliografia:

ALBUQUERQUE, F. (2005) – *Roteiros geológicos destinados a Saídas de Campo para o Ensino Secundário*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 322 pág.

FEIO, M. (1952) – *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 186 pp.

NEVES, M. (1995) – *Dinâmica actual dos litorais rochosos. Exemplos do SW português*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 127 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1990) – *A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental – estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1991) – *A evolução geomorfológica da Costa sudoeste, I Encontro de Arqueologia da Costa Sudoeste*, Sagres.

PEREIRA, A. RAMOS (2002) “Dunas consolidadas” em Portugal: Património Geomorfológico e indicador ambiental – *III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território* Universidade de Trás – os – Montes, Vila Real, 10 pp.

RIBEIRO, A. (1984) – Paleozóico. Tectónica, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.



Guião da saída de campo
Aspectos geológicos do Parque Natural do Sudoeste
Alentejano e Costa Vicentina
Biologia/ Geologia
11.º ANO

Nota: Sempre que tal te pareça importante, toma notas, faz esquemas no teu caderno de campo e fotografa os aspectos mais significativos (não te esqueças que deves usar algo a servir de escala da fotografia). Em cada estação, responde às questões que te são propostas no guião.

Nome: _____ N.º: ____ Turma: ____ Data: ____/____/____

1. Itinerário:

Praia da Ilha do Pessegueiro à Praia do Malhão à Milfontes à Almogrove

2. Objectivos:

- Problematizar e formular hipóteses.
- Planear e realizar pequenas investigações teoricamente enquadradas.
- Observar e interpretar dados.
- Compreender a necessidade de o homem intervir de forma equilibrada nas zonas costeiras, respeitando a dinâmica do litoral.
- Defender a necessidade de não construir em zonas de risco de movimentos em massa, respeitando regras de ordenamento do território.
- Descrever a importância de alguns factores naturais (gravidade, tipo de rocha, pluviosidade) e antrópicos (desflorestação, construção de habitações e de vias de comunicação, saturação de terrenos por excesso de rega agrícola) no desencadear de movimentos em massa.
- Conhecer as principais etapas de formação das rochas sedimentares.
- Conhecer as principais características que distinguem os diferentes tipos de rochas sedimentares.
- Compreender que os fósseis de fácies nos podem fornecer informações sobre paleoambientes.
- Conhecer a contribuição dos fósseis na datação das formações rochosas que os contêm, citando exemplos.

- Conhecer as características que distinguem os diferentes tipos de rochas magmáticas propostas, especialmente no que respeita à cor, à textura e à composição mineralógica.
- Compreender que as dobras e falhas resultam de tensões sofridas pelas rochas.
- Compreender as mudanças mineralógicas e texturais (foliação) provocadas pelos factores de metamorfismo durante génese das rochas metamórficas.
- Conhecer a importância de alguns recursos geológicos como matérias primas (construção e indústria) e como fontes de energia.
- Desenvolver atitudes de valorização do património geológico (memória da Terra).

3. Material:

Caderno de campo / bloco de notas;
Lapiseira;
Borracha;
Máquina fotográfica;
Sacos, frascos e etiquetas;
Martelo de geólogo;
Bússola de geólogo;
Canivete;
Lupa de bolso;
Frasco de HCl diluído;
Cartas geológicas

1.ª Estação: Praia da Ilha do Pessegueiro (Porto Covo)

Aspectos geológicos a observar:

- Rochas sedimentares: arenito dunar, *beach rock*, Formação Vermelha (arenito de fácies litoral), Formação de Aivados Bugalheira (arenito de fácies marinha); rizoconcreções; estratificação.
- Magmatismo: filão de rocha ígnea existente na arriba do Forte do Pessegueiro.
- Deformação frágil e dúctil: xistos dobrados; falha situada na arriba sob o Forte do Pessegueiro.
- Metamorfismo: xistosidade, rochas metamórficas (xistos e quartzitos), intrusões de filonetes de quartzo.
- Valorização do património geológico: Ilha do Pessegueiro como potencial geomonumento.

1 - Estabelece uma ordem cronológica de formação das acumulações arenosas que podes observar neste local.

2 - Justifica o facto de podermos afirmar que os fósseis que se encontram neste campo dunar fossilizado consolidado são fósseis de fácies.

2.ª Estação: Praia do Malhão

Aspectos geológicos a observar:

- Magmatismo: grande filão de rocha ígnea que atravessa a praia.
- Rochas sedimentares: grande área ocupada por campo dunar consolidado, rizoconcreções, estratificação entrecruzada, vestígios de transgressão marinha quaternária.
- Deformação frágil e dúctil: microdobras nas rochas paleozóicas; falha a meio da praia que põem em contacto lateral as rochas paleozóicas da Formação de S. Luís (Carbónico inferior) e da Formação da Brejeira (Carbónico médio).
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: empreendimento hoteleiro proposto para a zona de Aivados – Malhão.
- Exploração sustentada de recursos geológicos: areeiro dos Aivados.

1 - Refere duas consequências que advêm da construção de edifícios e da estrada sobre o campo dunar.

2 - Compara a textura dos vários filões de rocha ígnea existentes no local, justificando as diferenças observadas.

3 - Explica o desabamento dos blocos de arenito apontando uma razão para ainda se conservarem vestígios do campo dunar fossilizado sobre a arriba.

3.ª Estação: Milfontes

Aspectos geológicos a observar:

- Rochas sedimentares como arquivos da história da Terra: paleocanal existente na arriba entre a Pedra da Foz e a Pedra do Patacho; beach rock, campo dunar fossilizado.
- Ocupação antrópica e ordenamento de território: construção de habitações e equipamento hoteleiro sobre as dunas.

1 - Aponta dois indícios de que a formação que se avista na arriba da praia do Farol se trata de um paleocanal.

2 - Ordena cronologicamente três fenómenos geológicos observados neste local.

4.ª Estação: Almogrove

Aspectos geológicos a observar:

- Deformação frágil e dúctil: grandes dobras nas rochas paleozóicas e falhas na Lapa das Pombas.

-Valorização do património geológico: Dobras do Almogrove como potencial geomonumento.

1 - Compara a granulometria dos xistos com a dos arenitos inferindo a origem destas rochas.

2 - Defende a importância das dobras que se avistam em toda a zona para a interpretação da História da Terra.

Evolução geológica da zona

- No início do Paleozóico a região fazia parte de um extenso mar epicontinental onde ocorria sedimentação detrítica, génese dos argilitos, xistos e grauvaques que aqui existem.
- O final do Paleozóico é caracterizado pelo levantamento e início do desmantelamento do órogeno hercínico.
- Os materiais paleozóicos foram sujeitos à deformação por dois dobramentos que ocorreram na primeira fase de actuação hercínica.
- A falta de testemunhos de episódios ocorridos no Mesozóico parece dever – se ao facto de terem acontecido sucessivos retoques erosivos continentais e marinhos.
- Entre o final do Miocénico e o início do Pliocénico, uma drenagem fluvial desenvolveu – se sobre toda a região promovendo uma fase de erosão responsável pela remoção dos depósitos miocénicos das áreas da plataforma litoral que sofreram levantamento.
- Deposição de sedimentos detríticos arenosos que se acumularam em discordância angular sobre os xistos paleozóicos.
- Formação de uma plataforma litoral pelo levantamento da serra do Cercal, dos relevos de Carregoussal – S. Teotónio e pelos abatimentos dos fossos tectónicos interiores (S. Miguel, Aljezur, Sinceira).
- A evolução em ambiente litoral foi então interrompida pela deposição de leques aluviais.

- Posteriormente, a plataforma litoral ocidental foi balançada para NW. A parte Sul da plataforma litoral ocidental, por ter um desnível maior facilitou a organização pioneira da rede hidrográfica.
- A regressão marinha que se seguiu despoletou a organização da rede hidrográfica e a instalação do troço vestibular do Rio Mira.
- Criou – se então o campo dunar de Malhão a partir da mobilização pelo vento das areias que o recuo do mar deixou emersas.
- O campo dunar não consolidado formou-se em regime regressivo tendo o recuo do mar permitido o aparecimento de um campo de deflação.

Bibliografia:

ALBUQUERQUE, F. (2005) – *Roteiros geológicos destinados a Saídas de Campo para o Ensino Secundário*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 322 pág.

FEIO, M. (1952) – *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 186 pp.

NEVES, M. (1995) – *Dinâmica actual dos litorais rochosos. Exemplos do SW português*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 127 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1990) – *A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental – estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1991) – *A evolução geomorfológica da Costa sudoeste, I Encontro de Arqueologia da Costa Sudoeste*, Sagres.

PEREIRA, A. RAMOS (2002) “Dunas consolidadas” em Portugal: Património Geomorfológico e indicador ambiental – *III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território* Universidade de Trás – os – Montes, Vila Real, 10 pp.

RIBEIRO, A. (1984) – Paleozóico. Tectónica, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.



Guião da saída de campo
Aspectos geológicos do Parque Natural do Sudoeste
Alentejano e Costa Vicentina
Biologia/ Geologia
12º ANO

Nota: Sempre que tal te pareça importante, toma notas, faz esquemas no teu caderno de campo e fotografa os aspectos mais significativos (não te esqueças que deves usar algo a servir de escala da fotografia). Em cada estação, responde às questões que te são propostas no guião.

Nome: _____ N.º: ____ Turma: ____ Data: ____/____/____

1. Itinerário:

Praia da Ilha do Pessegueiro à Praia do Malhão à Milfontes à Almogrove

2. Objectivos:

- Enriquecer e completar o modelo de 'tectónica de placas', que os alunos já devem possuir, através da apresentação e análise de uma série de dados oriundos, em particular, do âmbito da geofísica.
- Conhecer as causas dos movimentos litosféricos, verticais e horizontais.
- Compreender o significado de algumas estruturas geológicas, como os riftes e as cadeias de montanha, no contexto da Teoria da Tectónica de Placas.
- Conhecer os principais princípios litostratigráficos (sobreposição, continuidade lateral, horizontalidade, inclusão e intersecção).
- Compreender o conceito de biozona - unidade biostratigráfica.
- Reconhecer a contribuição de vários métodos de datação para a construção da tabela cronostratigráfica.
- Usar uma tabela cronostratigráfica.
- Reconhecer a importância das cartas geológicas.
- Interpretar cartas geológicas, se necessário em versão simplificada, da região onde se encontra inserida a escola.
- Construir pequenos cortes geológicos e blocos-diagramas simplificados.
- Conhecer as variações climáticas quaternárias associadas a períodos glaciários e inter-glaciários.

- Compreender os fenómenos de regressão e transgressão glácioeustáticos e respectivos testemunhos geomorfológicos

3. Material:

Caderno de campo / bloco de notas;
Lapiseira;
Borracha;
Máquina fotográfica;
Sacos, frascos e etiquetas;
Martelo de geólogo;
Bússola de geólogo;
Canivete;
Lupa de bolso;
Frasco de HCl diluído;
Cartas geológicas

1.ª Estação: Praia da Ilha do Pessegueiro (Porto Covo)

Aspectos geológicos a observar:

- Evolução paleogeográfica: observação dos vários depósitos sedimentares de várias idades
- História geológica de uma região: formação da Ilha do Pessegueiro.
- O Homem como agente de mudanças ambientais: alterações antropogénicas nos arenitos quaternários da Ilha do Pessegueiro.

1- Esquematiza a arriba imediatamente a sul da fortaleza e estabelece uma ordem cronológica para os acontecimentos geológicos que nela se visualizam.
2- Relaciona as variações climáticas quaternárias com a formação da ilha do Pessegueiro.
3 – Observa as estruturas que se encontram imediatamente a sul da fortaleza relacionando-as com o papel que o Homem tem como agente modificador da paisagem.

2.ª Estação: Praia do Malhão

Aspectos geológicos a observar:

- Teoria da Tectónica de Placas: filões associados à abertura do Atlântico
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: comparação das unidades do Paleozóico
- História geológica de uma região: estudo das formações do Paleozóico, Mesozóico e Cenozóico

1-Utilizando a tabela cronoestratigráfica, enquadra com a ajuda do professor, os acontecimentos geológicos aqui ocorridos.

2-Explica o motivo pelo qual se pode afirmar que o campo dunar fossilizado que cobre a arriba se pode considerar um testemunho geomorfológico de uma regressão.

3-Tenta explicar a formação do nível de calhaus rolados que existe imediatamente abaixo do campo dunar fossilizado.

3.ª Estação: Milfontes

Aspectos geológicos a observar:

- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: elevação da Serra do Cercal.
- Evolução paleogeográfica: depósito de praia fossilizada e depósitos sedimentares posteriores.
- História geológica de uma região: paleocanal do rio Mira.
- O Homem como agente de mudanças ambientais: urbanização sobre o campo dunar actual

1 - Formula uma hipótese que explique a formação da Serra do Cercal.

2 - Descreve a praia fóssil que aqui se encontra explicando a sua origem.

4.ª Estação: Almogrove

Aspectos geológicos a observar:

- Teoria da Tectónica de Placas: deformação nas rochas do Paleozóico.
- Dinâmica da Litosfera e grandes estruturas geológicas: dobras e falhas da região.

História geológica de uma região: *Flute casts* (marcas de fundo) nas rochas paleozóicas

1- Relaciona as rochas do Paleozóico dobradas que avistas na zona com a Teoria da Tectónica de Placas.

2 - Esquematiza o corte geológico da zona, que consideras mais interessante.

Evolução geológica da zona

As rochas mais antigas que se conhecem na área do PNSACV têm cerca de 360 milhões de anos. Nessa altura, a região fazia parte de um extenso mar epicontinental bordejando uma área emersa onde ocorria sedimentação detrítica. Neste mar existia abundante actividade vulcânica

- No início do Carbónico inferior ocorreu subida do nível do mar mas a sedimentação terrígena manteve – se. As rochas da Formação de Bordalete testemunham a transgressão marinha que terá então ocorrido, responsável por sedimentação mais ou menos profunda

- Gradualmente passou-se a um regime regressivo que terá permitido a formação de uma plataforma mista argilo – carbonatada

- Deu – se a inversão tectónica da Faixa Piritosa, a NE, passando – se a um regime compressivo que gerou bacias sedimentares profundas.

- O final do Paleozóico é caracterizado pelo levantamento e início do desmantelamento do órogeno hercínico. Os fenómenos distensivos, instalados durante o início do Mesozóico na periferia do Maciço Hespérico, ocasionaram a formação das bacias sedimentares ocidental e meridional. Estas foram afectadas pelas diversas fases que caracterizam a orogenia alpina e que são responsáveis por movimentações tectónicas consideráveis.

Os materiais paleozóicos foram sujeitos à deformação por dois dobramentos que ocorreram na primeira fase de actuação hercínica. A deformação traduziu-se no desenvolvimento de dobras com vergência para SW, às quais se associaram cavalgamentos e carreamentos.

A falta de testemunhos de episódios ocorridos no Mesozóico parece dever – se ao facto de terem acontecido sucessivos retoques erosivos continentais e marinhos.

Entre o final do Miocénico e o início do Pliocénico, uma drenagem fluvial desenvolveu – se sobre toda a região promovendo uma fase de erosão responsável pela remoção dos depósitos miocénicos das áreas da plataforma litoral que sofreram levantamento. Posteriormente ocorreu a deposição de sedimentos detríticos arenosos que se acumularam em discordância

angular sobre os xistos paleozóicos. Ocorreu posteriormente sedimentação fina, claramente marinha ou de planície litoral.

A evolução em ambiente litoral foi então interrompida pela deposição de leques aluviais, episódio comprovativo de uma mudança geomorfológica: ter – se – à individualizado uma plataforma litoral pelo levantamento da serra do Cercal, dos relevos de Carregoussal – S. Teotónio e pelos abatimentos dos fossos tectónicos interiores (S. Miguel, Aljezur, Sinceira).

Posteriormente, a plataforma litoral ocidental foi balançada para NW e a plataforma litoral meridional individualizou – se da ocidental pelo jogo das flexuras de N^a Ruiva e Barões. A parte Sul da plataforma litoral ocidental, por ter um desnível maior facilitou a organização pioneira da rede hidrográfica, pela existência de áreas deprimidas tectonicamente (fossos interiores).

A regressão marinha que se seguiu despoletou a organização da rede hidrográfica e a instalação do troço vestibular do Rio Mira. Criou – se então o campo dunar de Malhão a partir da mobilização pelo vento das areias que o recuo do mar deixou emersas.

O campo dunar não consolidado formou-se em regime regressivo tendo o recuo do mar permitido o aparecimento de um campo de deflação. Grande parte das acumulações arenosas eólicas é constituída por areia móvel estando apenas 40% da areia que cobre a área do PNSACV consolidada. A acumulação de areias eólicas no sudoeste português, não está em conformidade com uma das condições que fundamentais de génese; a existência de espriados arenosos, mais ou menos extensos, susceptíveis de fornecer a areia. As praias são muito estreitas ou até inexistentes. Infere-se assim que são quase na totalidade acumulações herdadas.

Bibliografia:

ALBUQUERQUE, F. (2005) – *Roteiros geológicos destinados a Saídas de Campo para o Ensino Secundário*. Dissertação de Mestrado. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, 322 pág.

FEIO, M. (1952) – *A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. Estudo de Geomorfologia*. Tese de Doutoramento em Ciências Geográficas apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 186 pp.

NEVES, M. (1995) – *Dinâmica actual dos litorais rochosos. Exemplos do SW português*. Dissertação de Mestrado em Geografia Física e Ambiente apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 127 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1990) – *A plataforma litoral do Alentejo e Algarve ocidental – estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento em Geografia Física apresentada à Faculdade de Letras da Universidade de Lisboa, 450 pp.

PEREIRA, A. RAMOS (1991) – *A evolução geomorfológica da Costa sudoeste, I Encontro de Arqueologia da Costa Sudoeste, Sagres*.

PEREIRA, A. RAMOS (2002) “Dunas consolidadas” em Portugal: Património Geomorfológico e indicador ambiental – *III Seminário de Recursos Geológicos, Ambiente e Ordenamento do Território* Universidade de Trás – os – Montes, Vila Real, 10 pp.

RIBEIRO, A. (1984) – Paleozóico. Tectónica, *in* Carta Geológica de Portugal, escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7, coordenação de J. T. Oliveira, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.