

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



**Evolução, hegemonia e desaparecimento dos sirénios
dos mares europeus ao longo do Cenozoico**
causas endógenas (alterações climáticas globais) ou exógenas (ambiente
galáctico)?

Gonçalo Abreu Prista

Dissertação
Mestrado em Ciências do Mar

2012

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Geologia



**Evolução, hegemonia e desaparecimento dos sirénios
dos mares europeus ao longo do Cenozoico**
causas endógenas (alterações climáticas globais) ou exógenas (ambiente
galáctico)?

Gonçalo Abreu Prista

Dissertação

Mestrado em Ciências do Mar

Orientadores:

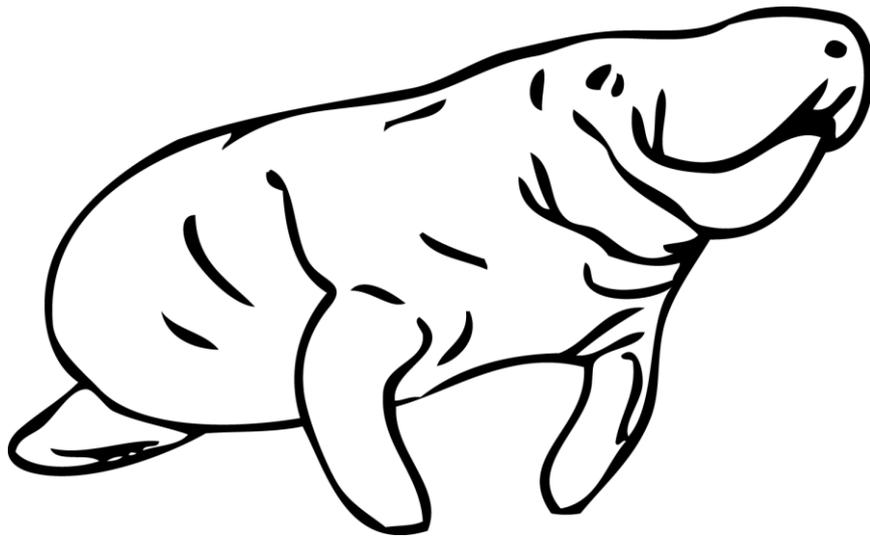
Professor Doutor Mário Albino Cachão

Professor Doutor Rui Jorge Agostinho

2012

**EVOLUÇÃO, HEGEMONIA E DESAPARECIMENTO DOS
SIRÉNIOS DOS MARES EUROPEUS AO LONGO DO CENOZOICO**

**causas endógenas (alterações climáticas globais) ou exógenas (ambiente
galáctico)?**



GONÇALO ABREU PRISTA

ORIENTAÇÃO CIENTÍFICA:

PROF. DOUTOR MÁRIO ALBINO PIO CACHÃO

Professor Auxiliar Agregado do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Membro do Centro de Geologia da Universidade de Lisboa

PROF. DOUTOR RUI JORGE AGOSTINHO

Professor Auxiliar Agregado do Departamento de Física da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa

Membro do Centro de Astronomia e Astrofísica da Universidade de Lisboa

Director do Observatório Astronómico de Lisboa

"Graças aos descobrimentos da Paleontologia, a História Natural é História, no sentido literal da palavra"

Albert Gaudry (1827 - 1908).

"O azoto no nosso DNA, o cálcio nos nossos dentes, o ferro no nosso sangue, o carbono nas nossas tartes de maçã foram feitos no interior de estrelas em colapso. Nós somos feitos de material estelar"

Carl Sagan (1934 - 1996)

AGRADECIMENTOS

Primeiro aos meus pais, pois sem o seu apoio, a todos os níveis, este mestrado e esta dissertação não seriam possíveis.

Segundo aos meus orientadores, o Professor Mário Cachão e o Professor Rui Agostinho, por todo o apoio prestado ao desenvolvimento do trabalho e por terem aceite abraçar este desafio multidisciplinar, com todos os riscos envolvidos.

Quero dar um agradecimento especial ao Doutor Mário Estevens, pela simpatia e pela disponibilização da sua bibliografia sobre os sirénios que me permitiu ter acesso a documentos e informação que de outra forma teria sido impossível.

Agradeço também à Joana Boavida, Mafalda Resende e Rita Ramos pelos comentários e sugestões que fizeram e que melhoraram a qualidade deste trabalho.

À minha irmã Marta pelos bons conselhos e partilha de experiência, à Maria Boavida pela ilustração de um sirénio que permitiu enriquecer o trabalho, ao meu primo Rogério pelo incentivo, força e criação de momentos de descontração, essenciais à produtividade, e à Verónica Felício por me aturar na dura fase final.

Sem a ajuda da Ana Silva do Departamento de Geologia provavelmente teria sido uma luta inglória com o ArcGIS, pelo que lhe agradeço profundamente.

Agradeço a uma série de investigadores e professores que auxiliaram de forma crucial a realização desta dissertação, dos quais destaco, Brian Tinsley, Paul Hoffman, Ainara Badiola, Enric Pallé, Stefan Immler e Lígia Castro.

Ao Professor Daryl Domning, ao Professor Gideon Rosenbaum, ao Doutor Iyad Zalmout e ao Doutor André Moitinho deixo um agradecimento especial pela ajuda, resolução de dúvidas e partilha de informações.

Não esqueço o Professor Filipe Rosas pela sua disponibilidade, partilha de artigos e conversas várias e enriquecedoras ao longo deste exercício académico.

À minha tradutora de alemão, Simone Santos, estudante de Erasmus e nossa colega.

Aos meus colegas de mestrado, em particular Joana Pereira, João Ramajal, Laíse Gomes e Sónia Simões, que tornaram este percurso mais rico, com a partilha de momentos e discussão ideias que moldaram positivamente toda a experiência destes dois anos na FCUL.

Por fim, à Irene, por inúmeras razões.

Índice

Índice de Figuras.....	ix
Índice de Tabelas.....	xiii
Resumo	xv
Abreviaturas.....	xvi
Unidades.....	xvii
CAPÍTULO 1	18
Introdução	18
1.1 Objectivos	21
1.2 Área de Estudo	22
1.3 Organização da Tese.....	22
CAPÍTULO 2	25
O clima do Cenozoico.....	25
2.1 Introdução	25
2.2 Isótopos e Estudo Climático.....	29
2.2.1 Isótopos de Oxigénio	31
2.2.2 Relação Mg/Ca	34
2.3 Evolução da Antártida.....	36
2.3.1 Região Este da Antártica - Baía de Prydz.....	40
2.3.2 Variações do nível do mar na região Este Antártica	40
2.4 Clima global durante o Cenozoico	41
2.4.1 Eocénico.....	45
2.4.2 Transição Eocénico/Oligocénico	47
2.4.3 Oligocénico.....	50
2.4.4 Miocénico	51
2.4.5 Transição M/P e Pliocénico	66
2.4.6 Discussão climática do Pliocénico	68
CAPÍTULO 3	71
O ambiente galáctico e o clima na Terra	71
3.1 Introdução	71
3.2 Estrutura da Via Láctea	75
3.3 Supernovas	80
3.4 Radiação Cósmica e Clima	87
3.4.1 A Radiação Cósmica e Radiação Dura.....	87
3.4.2 A Actividade Solar.....	90
3.4.3 Mecanismos Físicos	91
3.4.4 Casos de Estudo.....	96
CAPÍTULO 4	99

Evolução dos sirénios nas costas europeia e Norte africana.....	99
4.1 Introdução	99
4.2 Ordem Sirenia	100
4.2.1 Filogenia.....	100
4.2.2 Distribuição temporal e paleobiogeográfica.....	102
4.2.3 Prorastomidae	103
4.2.4 Protosirenidae	104
4.2.5 Dugongidae.....	104
4.2.6 Trichechidae	105
4.2.7 Ecologia	106
4.2.8 Alimentação	108
4.2.9 Fanerogâmicas Marinhas	114
4.3 Evolução dos sirénios no contexto Euro-Norte Africano.....	118
4.3.1 Sirénios do Cenozoico Europeu e Norte Africano	118
4.3.2 Os sirénios no contexto português	119
4.4 Desaparecimento dos Sirenia na Europa do Sul e Mediterrâneo	120
4.4.1 Adaptações às alterações ecológicas e climáticas do Mediterrâneo.....	120
4.4.2 Alterações na Ordem Cetacea Brisson, 1762 ao longo do Miocénico.....	123
4.4.3 Os últimos sirénios europeus e norte africanos.....	126
CAPÍTULO 5	128
Metodologia e Resultados	128
5.1 Modelo da Galáxia	128
5.1.1 Estrutura dos Braços, Disco e Bojo	128
5.1.2 Distribuição de SN.....	132
5.2 Resultados do Modelo	134
5.3 Registo Fóssil dos Sirénios.....	138
5.3.1 Paleogeografia.....	138
5.1 Distribuição Paleogeográfica.....	178
5.2 Distribuição taxonómica paleogeográfica	183
5.2.1 Variação Latitudinal	190
CAPÍTULO 6	196
Discussão	196
6.1 Modelo Galáctico	196
6.2 SN e Evolução Climática	197
6.3 Evolução taxonómica e Paleobiogeografia.....	198
6.4 Variação do Limite Latitudinal	202
6.5 Evolução Morfológica, Ecológica e Climática.....	204
6.5.1 Fanerogâmicas marinhas.....	204
6.5.2 Sirénios	206

6.6 Sirénios e Ambiente Galáctico.....	213
CAPÍTULO 7	216
Conclusões.....	216
Referências.....	219
Glossário	234
Anexos	I

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Tabela cronostratigráfica internacional de 2012.	24
Figura 2 - Variações do nível do mar ao longo do Cenozoico. A azul encontra-se a variação do nível médio do mar global entre 7 Ma e 65 Ma. A roxo estão as variações para os últimos 7 Ma derivadas de dados de $\delta^{18}\text{O}$. A vermelho estão as variações estimadas a partir do $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos para todo o Cenozoico. A linha preta reflecte a tendência das variações a longo prazo. Do lado esquerdo encontra-se uma barra que mostra a polaridade do campo magnético da Terra. As barras pretas correspondem a polaridade normal e a branco a polaridade inversa (adaptado de Miller <i>et al.</i> , 2005).	28
Figura 3 - Esquema da circulação termohalina (adaptado de Rahmstorf, 2002).	30
Figura 4 - Mapa da Antártida. MW - Mar de Weddell; MR - Mar de Ross; BP - Baía de Prydz; PA - Península Antártica; OP - Oceano Pacífico; OA - Oceano Atlântico; OI - Oceano Índico (adaptado de Cooper <i>et al.</i> , 2009).	39
Figura 5 - Períodos de oscilação dos parâmetros orbitais. A - excentricidade; B - Obliquidade; C - Precessão do eixo (adaptado de Zachos <i>et al.</i> , 2001).	42
Figura 6 - Evolução do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do Cenozoico. Estão referidos os climas óptimos, começando pelo Paleocénico-Eocénico Máximo Térmico (PEMT) e seguindo-se o óptimo do Eocénico Inferior, o do Eocénico Superior e o do Miocénico. O momento em que os gelos começaram a surgir nos polos encontra-se definido nas duas barras pretas, com um início mais claro referente à fase em que os gelos eram parciais ou efémeros (adaptado de Zachos <i>et al.</i> , 2008)	44
Figura 7 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e zona Mediterrânica no Eocénico, há 50 Ma. Trabalho desenvolvido por Ron Blakey, Northern Arizona University (disponível em http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/index.html)	46
Figura 8 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e zona Mediterrânica no Oligocénico Médio (adaptado de Van Simaey, 2004)	50
Figura 9 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Inferior (adaptado de Ivanov <i>et al.</i> , 2011).	52
Figura 10 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Médio (adaptado de Ivanov <i>et al.</i> , 2011).	54
Figura 11 - Mapa paleogeográfico do Mar de Faluns no Noroeste de França (adaptado de Plusquellec e Racheboeuff, 1999).....	55
Figura 12 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Superior (adaptado de Ivanov <i>et al.</i> , 2011).....	58
Figura 13 - Paleogeografia do actual Estreito de Gibraltar no início do Tortoniano (adaptado de Martin <i>et al.</i> , 2009).....	60
Figura 14 - Evolução paleogeográfica do actual Estreito de Gibraltar desde o final do Tortoniano até ao final da CSM (adaptado de Martin <i>et al.</i> , 2009).....	61
Figura 15 - Sequência de erosão e de elevação tectónica que levou a repetidos fechos e trocas superficiais entre o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico. Z0 é o nível médio dos oceanos; Z1 é o nível médio do Mediterrâneo; ZS que é a variação da camada de troca (adaptado de García-Castellanos e Villaseñor, 2011).....	62
Figura 16 - Fluxograma da evolução do conhecimento relativamente aos processos de ionização da atmosfera, formação de nuvens e influência do ambiente galáctico	72

Figura 17 - Esquema da constituição da galáxia (vista do plano galáctico). Existem pequenos clusters globulares na região do Halo, ainda que este seja constituído por estrelas velhas e não tenha formação estelar.....	75
Figura 18 - Esquema aproximado da vista superior da Via Láctea. A imagem contém as coordenadas e as localizações do Sol, Braço de Órion, Braços de Norma, Sagitário, Perseus e Scutum-Centauro, e ainda os braços de 3 kpc (junto ao centro) e Exterior (para lá de Perseus) (retirado de Churwell <i>et al.</i> (2009)).....	77
Figura 19 - O modelo adoptado é o dos 4 braços em espiral. 1) Sagitário; 2) Scutum-Centauro; 1') Norma; 2') Perseus. Os símbolos esféricos representam locais de formação de estrelas. O tamanho de cada símbolo é proporcional à quantidade de formação de estrelas. O símbolo em forma de estrela representa o local do Sol. A linha com tracejado longo representa o Braço de Órion; a linha tracejada com dois pontos intercalados representa a barra do Bojo; e a linha sólida é o Braço 3 kpc (adaptado de Russeil, 2003).	79
Figura 20 - Razão da formação de estrelas na Via Láctea. Azul - valores obtidos por Miller e Scalo (1979); Amarelo - valores de Chabrier (2003); Roxo - valores de Kroupa (2001).	85
Figura 21 - Representação do espectro electromagnético.	88
Figura 22 - Esquema de absorção dos diferentes comprimentos de onda do espectro electromagnético na atmosfera terrestre. Estão indicados os diferentes tipos de detectores às altitudes adequadas a cada um deles (adaptado de Tucker, 1995).	89
Figura 23 - A) Relações dos Tethytheria segundo Domning <i>et al.</i> (1986); B) relações dos Tethytheria segundo Fischer e Tassy (1993) (retirado de Sorbi 2007)	101
Figura 24 - Ilustração de <i>Paleoparadoxia tabatai</i> Tokunaga, 1939, um desmostiliano do miocénico japonês e norte americano, realizada por Nobu Tamura em 2008 (disponível online em www.wikipedia.com).....	101
Figura 25 - Análise filogenética dos Sirenia realizada por Domning (1994).	102
Figura 26 - Evolução filogenética dos sirénios desde o seu aparecimento (Eocénico) até aos dias de hoje. As linhas contínuas e realçadas indicam intervalos estratigráficos conhecidos; as linhas a tracejado indicam relações filogenéticas intervalos de famílias incertos. Os losangos pretos representam famílias extintas com intervalos estratigráficos curtos (adaptado de Zalmout, 2008).....	103
Figura 27 - Ilustração de <i>Prorastomus sirenoides</i> Owen, 1855, realizada por Nobu Tamura em 2008 (disponível online em www.wikipedia.com).....	103
Figura 28 - Mapa de distribuição e ilustração de Manatim (à esquerda) e Manatim do Amazonas (à direita) Adaptado de Jefferson <i>et al.</i> (2008).	106
Figura 29 - Mapa de distribuição e ilustração de Manatim Africano (à esquerda) e Dugongo (à direita). Adaptado de Jefferson <i>et al.</i> (2008)	108
Figura 30 - Alimentação dos sirénios actuais, <i>Trichechus</i> e <i>Dugong</i> (adaptado de MacFadden <i>et al.</i> , 2004).....	109
Figura 31 - Alimentação dos sirénios actuais, <i>Trichechus</i> e <i>Dugong</i> , e a alimentação de <i>Protosiren</i> (adaptado de MacFadden <i>et al.</i> , 2004).	110
Figura 32 - Alimentação dos sirénios actuais, <i>Trichechus</i> e <i>Dugong</i> , e a alimentação de <i>Metaxytherium</i> (adaptado de MacFadden <i>et al.</i> , 2004).	110
Figura 33 - Alimentação dos sirénios actuais, <i>Trichechus</i> e <i>Dugong</i> , de <i>Trichechus</i> fóssil e de <i>Potamosiren</i> (adaptado de MacFadden <i>et al.</i> , 2004).	111
Figura 34 - Comparação do grau de deflexão rostral de duas espécies actuais de sirénios: a única representante da família Dugongidae e uma representante dos manatins (<i>Trichechidae</i>) (adaptado de MacFadden <i>et al.</i> , 2004).	111

Figura 35 - Riqueza específica das pradarias de fanerogâmicas em função da latitude (adaptado de Hemminga e Duarte, 2000).	115
Figura 36 - Esquema dos componentes básicos da arquitectura de uma fanerogâmica (adaptado de Hemminga e Duarte, 2000).	116
Figura 37 - Filogenia das espécies de <i>Metaxytherium</i> na Europa e África do Norte. As barras pretas indicam o período temporal a que cada espécie pertence (adaptado de Sorbi <i>et al.</i> , 2012).	120
Figura 38 - Evolução do tamanho das espécies de <i>Metaxytherium</i> ao longo do tempo. A zona cinzenta marca o Messiniano (7,25 a 5,33 Ma). A CSM durou entre 5,96 e 5,32 Ma. ff' representa a largura entre os côndilos occipitais (adaptado de Bianucci <i>et al.</i> , 2008).	121
Figura 39 - Evolução do tamanho das espécies de <i>Metaxytherium</i> ao longo do tempo. A zona cinzenta marca o Messiniano (7,25 a 5,33 Ma). A CSM durou entre 5,96 e 5,32 Ma. AB representa o comprimento total da mandíbula (adaptado de Bianucci <i>et al.</i> , 2008).	121
Figura 40 - Esquema de evolução do tamanho total dos indivíduos de cada espécie e do tamanho dos dentes de presa ao longo do Miocénico e Pliocénico.	123
Figura 41 - Fotografia de <i>Platanisca gangetica</i> Roxburgh, 1801, espécie actual de golfinho do rio Ganges com um <i>rostrum</i> longo, usado na captura de presas bentónicas, retirada de Jefferson <i>et al.</i> , 2008.	124
Figura 42 - Fotografia de <i>Pontoporia blainvillei</i> , nome comum Franciscana, retirada de Jefferson <i>et al.</i> , 2008. O bico representa 12 a 15% do comprimento total de um animal adulto, sendo deste modo, proporcionalmente, o maior bico dentro das espécies de cetáceos. É maior nas fêmeas que nos machos.	124
Figura 43 - Ilustração da geografia na BBT e Península de Setúbal durante o Langhiano Superior e o Serravaliano (adaptado de Castro, 2006).	126
Figura 44 - Ilustração da geografia na BBT e Península de Setúbal durante o Tortonian Inferior (adaptado de Castro, 2006).	126
Figura 45 - Posição dos braços da Via Láctea através do estudo de nuvens moleculares (adaptado de Bennett <i>et al.</i> , 2004).	128
Figura 46 - Distribuição vertical da densidade de estrelas no disco. A probabilidade da sua distribuição reduz com a dcg.	131
Figura 47 - Distribuição de SN na Via Láctea com a execução do modelo num período de 5 Ma. Foram geradas 100000 SN distribuídas entre disco (azul claro), braços (azul escuro) e bojo (vermelho).	134
Figura 48 - Exemplos de resultados de uma simulação em 100 Ma. Linha preta é o fluxo total que chega à Terra e linha verde o fluxo médio por SN. A) SN limitadas por fluxo, até 0,1 Q_{sol} ; B) Fluxo das SN que ocorrem a menos de 0,5kpc; C) Fluxo das SN que ocorrem a menos de 1,5kpc; D) Fluxo das SN que ocorrem a menos de 6,0kpc.	135
Figura 49 - Variação do fluxo de energético de SN limitado a 0,1 Q_{sol} ao longo dos últimos 100 Ma após 245 simulações. A vermelho está a curva do $\delta^{18}O$ de Zachos <i>et al.</i> (2008) invertida para comparação.	136
Figura 50 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Eocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.	144
Figura 51 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Oligocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.	149
Figura 52 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Inferior. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.	157

Figura 53 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Médio. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.	169
Figura 54 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Superior. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.	173
Figura 55 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Pliocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido... ..	177
Figura 56 - Mapa paleogeográfico do Eocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em http://cpgeosystems.com/paleomaps.html).. ..	178
Figura 57 - Mapa paleogeográfico do Oligocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em http://cpgeosystems.com/paleomaps.html).. ..	179
Figura 58 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Inferior com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov <i>et al.</i> (2011).....	180
Figura 59 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Médio com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov <i>et al.</i> (2011).....	181
Figura 10 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Superior com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov <i>et al.</i> (2011).....	182
Figura 61 - Mapa paleogeográfico do Pliocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em http://cpgeosystems.com/paleomaps.html).... ..	184
Figura 62 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Eocénico... ..	184
Figura 63 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Oligocénico.. ..	185
Figura 2 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Miocénico Inferior... ..	187
Figura 65 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Miocénico Médio..... ..	188
Figura 66 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Miocénico Superior.... ..	189
Figura 67 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Pliocénico... ..	190
Figura 68 - Variação latitudinal do registo fóssil entre o Eocénico e o Pliocénico.....	192
Figura 69 - Evolução dos limites latitudinais do registo fóssil ao longo das idades que compõem o intervalo temporal entre o Eocénico e o Pliocénico. Limite Norte (linha azul); Limite Sul (linha vermelha); 1 - glaciação da transição E/O; 2 - Oi2; 3 - Oi3; 4 - Mi1; 5 - Mi1a; 6 - Mi1b; 7 - Mi2; 8 - Mi3a; 9 - Mi3b; 10 - Mi4; 11 - Mi5 (11,2 Ma), Mi6 (10 Ma) e primeiras glaciações árticas; 12 - formação dos primeiros glaciares na Gronelândia; 13 - PQPM; linhas tracejadas representam as linhas de tendência linear para cada um dos limites. O eixo dos xx não se encontra à escala, tendo cada idade um intervalo idêntico.....	195
Figura 70 - Número de géneros e de espécies registados para cada Época.... ..	200
Figura 71 - Distribuição global das fanerogâmicas marinhas. As tonalidades de verde dizem respeito ao número de espécies. Os pontos e os polígonos a azul referem-se a locais onde está reportada a ocorrência destas plantas (adaptado de Short <i>et al.</i> , 2007)..... ..	205
Figura 72 - Temperaturas média de superfície do Mar Mediterrâneo entre 1985 e 2005 (adaptado de Marullo <i>et al.</i> , 2007)..... ..	212
Figura 73 - Comparação da evolução da biodiversidade dos sirénios euro-norte africanos (BS) ao longo do tempo com a evolução do gradiente latitudinal de temperatura (GL). O VLN representa a variação latitudinal Norte do registo fóssil e a sua escala encontra-se do lado direito do gráfico. No eixo dos xx encontram-se as Épocas geológicas: E - Eocénico, O - Oligocénico, MI - Miocénico Inferior, MM - Miocénico Médio, MS - Miocénico Superior, PI - Pliocénico Inferior, PM - Pliocénico Médio, PS - Pliocénico Superior. Os valores atribuídos à	

biodiversidade foram obtidos considerando uma escala de 0 a 10, onde 10 representa a biodiversidade do Eocénico. Os restantes são obtidos como uma percentagem desta biodiversidade. No caso do GL criou-se uma escala também de 0 a 10, sendo o valor 10 atribuído ao PS e o valor 1 ao E, como os dois casos extremos do GL. Como não existem dados quantitativos acerca da evolução do gradiente, os valores foram atribuídos de acordo com uma escala de: Baixo - 1; Médio Baixo - 2,5; Médio - 5; Médio Alto - 7,5; Alto - 8,5; Elevado - 10..... 215

Figura A - Esquema da constituição da atmosfera terrestre..... 240

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Eventos de glaciação antártica de acordo com Miller <i>et al.</i> (1996).....	37
Tabela 2 - Caracterização climática da Antártica ao longo do Miocénico Inferior e Médio.	38
Tabela 3 - Resumo paleoclimático do Eocénico e da Transição E/O.....	48
Tabela 4 - Resumo paleoclimático do Oligocénico.	51
Tabela 5 - Resumo paleoclimático do Miocénico Inferior.	53
Tabela 6 - Resumo paleoclimático do Miocénico Médio.	57
Tabela 7 - Resumo paleoclimático do Miocénico Superior.	64
Tabela 8 - Resumo paleoclimático do Pliocénico.	67
Tabela 9 - Diferenças tectónicas entre o Miocénico Superior e o Pliocénico Inferior (Verhoeven <i>et al.</i> , 2011; La Riviere <i>et al.</i> , 2012)	69
Tabela 10 - Massa em Massas Solares (M_{\odot}) das diferentes zonas da Via Láctea e da galáxia no total (Robin <i>et al.</i> , 2003).....	76
Tabela 11 - Evolução da temperatura e densidade do núcleo de uma estrela com $25 M_{\odot}$ de acordo com Freedman <i>et al.</i> (2011).....	81
Tabela 12 - Características dos diferentes tipos de SN. A coluna da percentagem refere-se à percentagem de cada tipo de SN na Via Láctea (Signore e Puy, 2001; Freedman <i>et al.</i> , 2011; Röpke <i>et al.</i> , 2011).....	83
Tabela 13 - Registo histórico de SN (Polcaro e Martocchia, 2005).	85
Tabela 14 - Percentagem de estrelas formadas por categoria de tamanho, a partir da massa inicial na Via Láctea (dados de Kroupa, 2001).....	86
Tabela 15 - Composição estelar actual da Via Láctea por categoria de tamanho (dados de Kroupa, 2001).....	86
Tabela 16 - Ecologia das espécies actuais de sirénios. Tabela síntese.....	113
Tabela 17 - Classificação de Domning (2001b) das fanerogâmicas de acordo com a espessura dos rizomas.	116
Tabela 18 - Resumo da ecologia de sirénios e fanerogâmicas.....	117
Tabela 19 - Valores dos parâmetros que definem os braços da Via Láctea.....	129
Tabela 20 - Probabilidade total da ocorrência de SN por tipo.	132
Tabela 21 - Densidade de estrelas no disco, braços e bojo e a probabilidade de ocorrência de SN.	132
Tabela 22 - Probabilidade de ocorrência de cada tipo de SN nos braços.	133
Tabela 23 - Percentagem de ocorrência de SN por estrutura galáctica (Disco, Bojo e os diferentes Braços).....	133

Tabela 24 - Percentagens do registo fóssil identificadas até determinado grau taxonómico. Fósseis classificados à Subfamília foram agrupados na categoria de Família.	138
Tabela 25 - Registo fóssil de sirénios do Eocénico na Europa e Norte de África.	139
Tabela 26 - Registo fóssil de sirénios do Oligocénico na Europa e Norte de África.	145
Tabela 27 - Registos não tabelados nem mapeados para o Oligocénico europeu (fonte Pilleri, 1987).	148
Tabela 28 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Inferior na Europa e Norte de África.	150
Tabela 29 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Médio na Europa e Norte de África.	158
Tabela 30 - Registos não tabelados nem mapeados para o Miocénico Inferior e Médio europeu (fonte Pilleri, 1987; Pilleri <i>et al.</i> , 1989; Pilleri, 1990; Plusquellec e Racheboeuf, 2000).	168
Tabela 31 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Superior na Europa e Norte de África.	170
Tabela 32 - Registo fóssil de sirénios do Pliocénico na Europa e Norte de África.	174
Tabela 33 - Comparação de géneros presentes no Norte de África e na Europa durante o Eocénico.	184
Tabela 34 - Comparação de géneros presentes no Norte de África e na Europa durante o Miocénico.	186
Tabela 35 - Limite latitudinal norte do registo de sirénios para cada época entre o Eocénico e o Pliocénico. O Miocénico manteve-se dividido em 3 intervalos, Inferior, Médio e Superior.	191
Tabela 36 - Limite latitudinal sul do registo de sirénios para cada época entre o Eocénico e o Pliocénico. O Miocénico manteve-se dividido em 3 intervalos, Inferior, Médio e Superior.	191
Tabela 37 - Dados fósseis utilizados para a representação do limite Norte do registo fóssil.	193
Tabela 38 - Dados fósseis utilizados para a representação do limite Sul do registo fóssil.	194
Tabela 39 - Distribuição taxonómica por Idade, de acordo com o actual registo fóssil. A vermelho estão os registos pertencentes à subfamília Miosireninae.	201
Tabela 40 - Resumo do comportamento reprodutivo de <i>D. dugon</i> e <i>T. manatus</i> (Anderson, 2002).	209

RESUMO

Neste trabalho procurou-se compreender a evolução dos sirénios e do clima ao longo do Cenozoico, procurando responder às questões da extinção dos sirénios na Europa e da possível relação entre a variação climática cenozoica e o ambiente galáctico.

Os sirénios são uma Ordem de mamíferos marinhos com espécies actuais e extintas. Actualmente ocorrem nas águas subtropicais e tropicais do Atlântico (manatins) e do Indo-Pacífico (dugongo). Entre o Eocénico e o Pliocénico (55,8 Ma a 2,7 Ma) existiram nos mares costeiros europeus e norte africanos. A degradação climática do Cenozoico (últimos 65 Ma) levou à perda de biodiversidade nesta Ordem e ao seu desaparecimento do contexto euro-norte africano.

Foi feita uma revisão da evolução climática cenozoica e do registo fóssil de sirénios. Foram compilados 429 registos fósseis do sector costeiro marinho da Europa e do Norte de África, correspondendo a 3 Famílias, 3 Subfamílias, 15 Géneros, 29 Espécies e 1 Subespécie. As fanerogâmicas marinhas, principal alimento destes animais, foram também estudadas tendo em vista a sua actualidade e a sua evolução neste intervalo temporal.

O estudo da relação entre o ambiente galáctico e o clima da Terra foi feito através do desenvolvimento de um modelo matemático para estimar a ocorrência de Supernovas na Via Láctea, visto que estas promovem a ionização atmosférica e têm influência na produção de nuvens. Fez-se uma revisão da estrutura da galáxia, da forma dos braços e da distribuição de estrelas. O modelo simula eventos de Supernovas ao longo dos últimos 100 Ma.

A análise dos dados foi feita com diferentes interacções. O registo fóssil de sirénios foi analisado à luz da evolução climática. Verificou-se que a seu desaparecimento do Atlântico Nordeste está relacionado com o aumento do gradiente latitudinal de temperatura e com a redução da disponibilidade de fanerogâmicas marinhas. No caso do Mar Mediterrâneo a extinção dos sirénios está intimamente associada ao início das glaciações continentais europeias no final do Pliocénico. O modelo matemático de simulação de Supernovas foi comparado com a evolução climática, eventos climáticos globais e a variação do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do Cenozoico. Verificou-se que existe uma relação entre estes eventos estelares e o clima da Terra.

ABREVIATURAS

AO - Oscilação do Ártico
APAN - Água Profunda do Atlântico Norte
AS - Actividade Solar
CAN - Correntes oceânicas do Atlântico Norte
CCA - Corrente Circumpolar Antártica
CGEA - Camada de Gelo Este Antártica
CGOA - Camada de Gelo Oeste Antártica
COM - Clima Óptimo do Miocénico
CSM - Crise de Salinidade do Messiniano
ERG - Explosões de Raios Gama
FRC - Fluxo de Raios Cósmicos
Ga - Giga anos (1 Ga = 1000 Ma)
ka - Milhares de anos
Ma - Milhões de anos
MCG - Modelo Climático Global
NA - Nuvens Altas
NAO - Oscilação do Atlântico Norte
NB - Nuvens Baixas
NCN - Núcleos de Condensação de Nuvens
NG - Núcleos de Gelo
OCEI - Óptimo Climático do Eocénico Inferior
OCEM - Óptimo Climático do Eocénico Médio
PEMT - Paleocénico-Eocénico Máximo Térmico
PMA - Precipitação Média Anual
PQPM - Período Quente do Placenciano Médio
RC - Raios Cósmicos
SN - Supernova
TMA - Temperatura Média Anual
TMG - Temperatura Média Global
TSO - Temperaturas da Superfície Oceânica

UNIDADES

A - Ampere (unidade de corrente eléctrica. $1A = 6,241 \times 10^{18}$ electrões por segundo)

pA m² - pico Ampere por metro quadrado ($1 \text{ pA} = 10^{-12} \text{ A}$)

eV - electrão-Volt (é a quantidade de energia cinética ganha por um único electrão quando acelerado por uma diferença de potencial eléctrico de um volt, no vácuo. $1\text{eV} \approx 1,603 \times 10^{-19}$ joules)

KeV - Kilo electrão Volt (10^3 eV)

MeV - Mega electrão Volt (10^6 eV)

GeV - Giga electrão Volt (10^9 eV)

TeV - Tera electrão Volt (10^{12} eV)

kV - kilo Volt (Volt é a unidade de potencial eléctrico - voltagem - 1 volt é a diferença de potencial eléctrico ao longo de um condutor quando uma corrente eléctrica de 1A dissipa 1W de energia)

Wm² - Watt por metro quadrado (Watt mede a velocidade de conversão ou transferência de energia em joules por segundo)

J - Joule (unidade de energia e trabalho. $1 \text{ J} = 6.2415 \times 10^{18} \text{ eV} = 10^7 \text{ ergs}$)

ergs - unidade de energia ($1 \text{ erg} = 624,15 \text{ GeV} = 6.2415 \times 10^{11} \text{ eV}$)

m - metro

mm - milímetro (10^{-3} m)

µm - micrómetro (10^{-6} m)

nm - nanómetro (10^{-9} m)

M_☉ (massa solar) = $1,98892 \times 10^{30} \text{ kg}$

UA - Unidade Astronómica (unidade de distância igual à distância Terra-Sol. $1 \text{ UA} = 150 \times 10^6 \text{ km}$).

Ano luz - distância que a luz atravessa no vácuo num ano juliano (ano com 365,25 dias). Cerca de $63241,1 \text{ UA}$ ou $\approx 9,46 \times 10^{12} \text{ km}$.

pc - parsec (abreviação de *parallaxe of one second*. Unidade de distância. $1 \text{ pc} = 206264,8 \text{ UA} = 3,09 \times 10^{13} \text{ km}$)

kpc - 10^3 pc

K - Kelvin (unidade de temperatura. O zero Kelvin é o zero absoluto $\approx -273,15^\circ\text{C}$. Ou seja, $\approx 273\text{K}$ são 0°C)

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas a comunidade científica tem-se dedicado particularmente ao estudo do Clima, procurando compreender como as suas variações podem influenciar a biosfera, com especial ênfase nos seus efeitos sobre as civilizações humanas.

O grande desafio no estudo climático é a multiplicidade de agentes forçadores do Clima. A composição atmosférica, o albedo da Terra, a circulação oceânica e atmosférica, a geografia continental (Lear *et al.*, 2000) e a actividade solar (Reid, 2000; Ogurtsov *et al.*, 2003) são forçadores climáticos há muito conhecidos em climatologia. Mas as últimas décadas revelaram novos motores fundamentais às variações climáticas: o coberto de nuvens e os processos de ionização da atmosfera.

A tendência de arrefecimento verificada ao longo do Cenozoico, últimos 65 milhões de anos (Ma), reflecte uma mudança no planeta Terra com carácter contínuo e agentes climáticos com acção a longo prazo. A influência tectónica é reconhecida, com o fim de da corrente circuntropical, devido à evolução do Mediterrâneo e ao fecho do Istmo do Panamá, e a formação da Corrente Circumpolar Antártica (CCA), a formação dos Himalaias e do Planalto Tibetano, entre outros eventos de carácter mais regional, como a orogenia Alpina. O outro forçador climático onde se centram as atenções científicas é imperativamente a composição atmosférica, em particular devido às actuais oscilações climáticas e à possível ligação com o dióxido de carbono (CO₂) atmosférico produzido por actividades antropogénicas. No entanto a composição atmosférica, em particular a quantidade de CO₂ atmosférico (*p*CO₂), não chega para compreender as variações climáticas (Utescher *et al.*, 2011). Como será abordado ao longo deste trabalho, climas distintos surgem com iguais *p*CO₂ (por exemplo, durante o COM a *p*CO₂ era semelhante à de hoje (Utescher *et al.*, 2011)). Outros mecanismos terão de exercer a sua influência, fundamentalmente no que respeita à evolução climática do Cenozoico.

Tal como reconhecido pelo *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC), as nuvens são o maior factor de incerteza nas projecções climáticas (IPCC, 1996, 2007), não só devido ao pouco conhecimento actual relativamente aos mecanismos de formação, mas também porque elas são o factor que determina a quantidade de radiação solar que chega à superfície terrestre (Matuszko, 2011).

Desde que William Herschel associou as manchas solares à produção agrícola no início do século XIX que se têm desenvolvido esforços por compreender os mecanismos físicos desta relação. Edward Ney, em meados do século XX, identificou os raios cósmicos, partículas altamente energéticas produzidas por estrelas de enorme massa, as Supernovas (Svensmark, 2006a), como os principais agentes na ionização da atmosfera. Mais tarde, Dickinson, em 1975, relacionou-os com a produção de nuvens. O final da década de 1990 e o início do século XXI ficaram marcados pelos trabalhos de Shaviv e Svensmark que, em particular o segundo, demonstraram existir realmente uma ligação entre as variações no fluxo de raios cósmicos que chegam à Terra, as variações da actividade solar e a produção de nuvens (Svensmark e Friis-Christensen, 1997; Marsh e Svensmark, 2000; Shaviv, 2002; Shaviv e Veizer, 2003). Esta relação está intimamente associada aos aerossóis presentes na atmosfera terrestre, visto serem estes que permitem a formação de nuvens através da produção de gotículas (Rusov *et al.*, 2010a). Os aerossóis têm diversas fontes, desde vulcânicas à biodiversidade. No que respeita a esta última, refira-se que sobre os oceanos a principal fonte de aerossóis é o dimetilsulfureto (DMS), que é produzido pelo fitoplâncton, em particular por *Emiliania huxleyi* (van Rijssel e Gieskes, 2002).

O trabalho de Svensmark (2006a) demonstrou que existe uma relação muito significativa entre a variação do FRC e a produtividade primária na Terra ao longo dos últimos 3000 Ma. Isto indica que existe uma relação entre eventos na Via Láctea e a biosfera terrestre.

As descobertas sobre esta relação entre o ambiente galáctico e o clima da Terra levaram à criação de um projecto internacional no *European Organization for Nuclear Research* CERN, denominado CLOUD, e cujo objectivo é precisamente testar os mecanismos físicos propostos, principalmente por Brian Tinsley e colegas (Tinsley e Deen, 1991; Tinsley, 2000; Zhou e Tinsley, 2007) e Sean Towmey (1977), e proceder à verificação do efeito da radiação cósmica em aerossóis, gotículas das nuvens e partículas de gelo atmosféricas (Kirkby *et al.*, 2011). A investigação relativamente aos aerossóis e às nuvens é uma das fronteiras mais cruciais da ciência climática (Shindell *et al.*, 2009).

A razão pela qual esta ligação entre radiação cósmica e clima se apresenta como importante em climatologia prende-se com a necessidade de compreender que factores,

de escala global e com efeitos a longo prazo, poderão ser responsáveis pela tendência climática dos últimos 65 Ma. Visto que a radiação cósmica tem efeitos no clima a longo prazo (Usoskin *et al.*, 2005), ela surge neste contexto como um elemento forçador do clima capaz de auxiliar na explicação deste intervalo temporal já que, sendo produzida por Supernovas, significa que o fluxo de raios cósmicos é mais intenso nas zonas da Via Láctea denominadas por braços. O Sistema Solar tem vindo a aproximar-se de um braço, chamado de Braço de Oriente (ou Braço Local), estando actualmente a entrar nesse braço, e podendo assim o aumento de radiação ionizante que atinge a atmosfera terrestre ter sido fundamental para a tendência de arrefecimento. A relação encontrada entre o ambiente galáctico e o clima no nosso planeta é de tal forma contundente que, de acordo com Rusov *et al.* (2010b), o clima global da Terra é totalmente descrito usando dois parâmetros fundamentais: a insolação atmosférica e o fluxo de raios cósmicos.

Como biólogo marinho de formação, interessa-me fundamentalmente compreender o efeito da evolução climática na biosfera, em particular na evolução de mamíferos marinhos. Embora animais de grande porte não sejam muitas vezes utilizados neste tipo de estudos, devido à escassez de registo fóssil, a verdade é que recentemente têm sido realizados vários estudos sobre evolução climática e evolução biológica focados em mamíferos (Böhme, 2003). Neste trabalho utilizou-se uma ordem de mamíferos marinhos, Ordem Sirenia Illiger, 1811, que apresenta uma característica deveras importante para uma primeira abordagem: as suas espécies são importantes indicadores paleoambientais devido à sua especialização ecológica (Zalmout, 2008).

Os sirénios são mamíferos marinhos de águas tropicais ou subtropicais. Desapareceram do continente europeu e do norte de África no Pliocénico ($\approx 5,3$ Ma a $\approx 1,8$ Ma), sendo encontrados hoje no Atlântico Oeste, entre a Florida e o Brasil, no Atlântico Este, entre o Golfo da Guiné e a Mauritânia, no Índico, nas costas tropicais e subtropicais africanas, asiáticas e australianas, e no Pacífico indonésio e australiano (Jefferson *et al.*, 2008).

A sua presença nas águas costeiras europeias ao longo de cerca de 40 Ma permite uma caracterização paleogeográfica e paleoambiental muito distinta da Europa actual. Não são o único indicador dessa realidade passada mas representam um conjunto de

espécies que dominou as costas marítimas do velho continente, tendo mesmo sido o principal mamífero marinho a habitar estas águas, e que desapareceu com o acentuar da degradação climática na segunda metade do Neogénico (≈ 23 Ma a $\approx 1,8$ Ma). Ao contrário da outra ordem de mamíferos marinhos que, tal como os sirénios, tem uma vida totalmente aquática, a Ordem Cetacea, que se adaptou às alterações e prolifera, os sirénios foram gradualmente sucumbindo.

1.1 Objectivos

O principal objectivo desta tese é compreender as razões do desaparecimento dos sirénios das costas europeias e do norte de África. Para tal é necessário responder a 3 questões:

- I. O desaparecimento acompanha as alterações climáticas globais (o arrefecimento latitudinal)?
- II. O desaparecimento ao nível regional segue as variações na temperatura ou está mais associado às variações do habitat?
- III. Até que ponto a sua especialização ecológica poderá ter conduzido à sua restrição biogeográfica actual?

Para responder a estas questões foi necessário proceder a uma revisão bibliográfica de 200 anos de registo fóssil de sirénios na Europa e no Norte de África. Os dados foram ordenados quer em termos cronológicos quer paleobiogeográficos (relação latitudinal). Para a interpretação dos resultados cruzou-se a evolução climática do Cenozoico, a ecologia da Ordem Sirenia e os resultados da sequência paleogeográfica e paleocronológica dos momentos de desaparecimento regional deste grupo de mamíferos marinhos.

Como objectivo secundário da tese propôs-se aplicar um modelo matemático de simulação do movimento do Sistema Solar em torno do centro galáctico e, deste modo, utilizá-lo para estudar a variação do fluxo de radiação ionizante que atingiu a atmosfera da Terra nos últimos 65 Ma. O estudo da variação do FRC foi feito desenvolvendo um modelo simples de ocorrência de Supernovas (SN) na nossa galáxia.

A revisão bibliográfica relativa à evolução climática do Cenozoico, que teve particular atenção ao continente europeu e à bacia do Mediterrâneo, foi usada como forma de comparar os resultados do modelo.

As motivações que levaram a utilizar neste trabalho uma abordagem climática com um agente forçador, ainda mal conhecido, prenderam-se com duas razões fundamentais:

- I. Ter uma componente inédita, investigativa;
- II. Incluir um mecanismo passível de gerar alterações climáticas progressivas e a longo prazo (tempo geológico / galáctico).

1.2 Área de Estudo

A área de estudo do presente trabalho é o continente Europeu e o Norte de África, nomeadamente as zonas costeiras marinhas da Europa e do Norte de África desde o Eocénico (início há $\approx 55,8$ Ma) até ao Pliocénico (fim há $\approx 1,8$ Ma), intervalo de tempo durante o qual os sirénios ocuparam as costas do Paratétis, do Atlântico e do Mediterrâneo.

Ao longo destes mais de 50 Ma a linha de costa europeia e norte africana era muito diferente da sua actual configuração. O Mar Paratétis hoje não existe, mas quando existiu ocupava o que é agora a Hungria, a Áustria, a ex. Jugoslávia, entre outros países que fizeram parte, total ou parcialmente, da bacia do Paratétis (República Checa e Roménia, por exemplo).

1.3 Organização da Tese

A tese está organizada em capítulos. Os 3 primeiros capítulos dizem respeito ao desenvolvimento teórico do tema do trabalho. Todos os 3 primeiros capítulos têm uma introdução própria que procura esclarecer conceitos e criar uma base de compreensão do tema referente ao capítulo. É uma necessidade que nasceu com o carácter multidisciplinar deste trabalho. Pela mesma razão existe um **glossário** que se encontra no final do presente documento, após as referências bibliográficas.

No **Capítulo 2** encontra-se uma revisão bibliográfica da evolução climática do Cenozoico. O estudo do clima no passado é feito por meio de *proxies*, existindo inúmeros possíveis de serem utilizados. Nesta tese os dados apresentados foram

obtidos essencialmente por meio do estudo do $\delta^{18}\text{O}$ e da relação entre magnésio (Mg) e cálcio (Ca). Deste modo encontra-se nesse capítulo, no **ponto 2.2**, uma explicação sobre estas metodologias. O **ponto 2.3** é uma revisão bibliográfica sobre a evolução da Antártica, evolução essa que é fundamental para a interpretação do clima global. O **ponto número 2.4** é sobre a evolução climática desde o início do Eocénico, dando especial foco à Europa e à bacia do Mediterrâneo.

O **Capítulo 3** é sobre a relação entre a radiação cósmica e o clima na Terra. Por forma a serem compreensíveis algumas questões referentes à variação deste fluxo, bem como a estrutura do modelo matemático, o **ponto 3.2** neste capítulo, logo após a introdução, dedica-se à descrição da estrutura da Via Láctea. O **ponto 3.3** refere-se à descrição das SN, sua formação e características, visto serem estas a origem da radiação cósmica relevante para o estudo desta tese. No **ponto 3.4** encontram-se os pontos referentes à radiação cósmica, actividade solar, mecanismos físicos atmosféricos que relacionam o clima com o ambiente galáctico e casos de estudo.

O último capítulo da fase introdutória é o **Capítulo 4** e diz respeito aos sirénios. Começa por descrever a Ordem Sirenia, a sua ecologia, actualidade e filogenia. Segue-se a revisão da sua história evolutiva no contexto Euro-Norte Africano e por fim o seu desaparecimento desta região do globo.

O **Capítulo 5** diz respeito à metodologia, ou seja, desenvolvimento do modelo matemático, e aos resultados, tanto do modelo e sua relação com a evolução climática, como do registo fóssil dos sirénios e da sua relação latitudinal ou ausência desta.

A discussão dos resultados surge no **Capítulo 6**, ficando o **Capítulo 7** para as interpretações e conclusões finais.

As **Referências** encontram-se no final da tese, antes da secção de anexos. Na secção de **Anexos** encontram-se 4 esquemas que representam as relações taxonómicas em cada uma das 4 famílias pertencentes à Ordem Sirenia.



INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIC CHART

www.stratigraphy.org

International Commission on Stratigraphy
August 2012

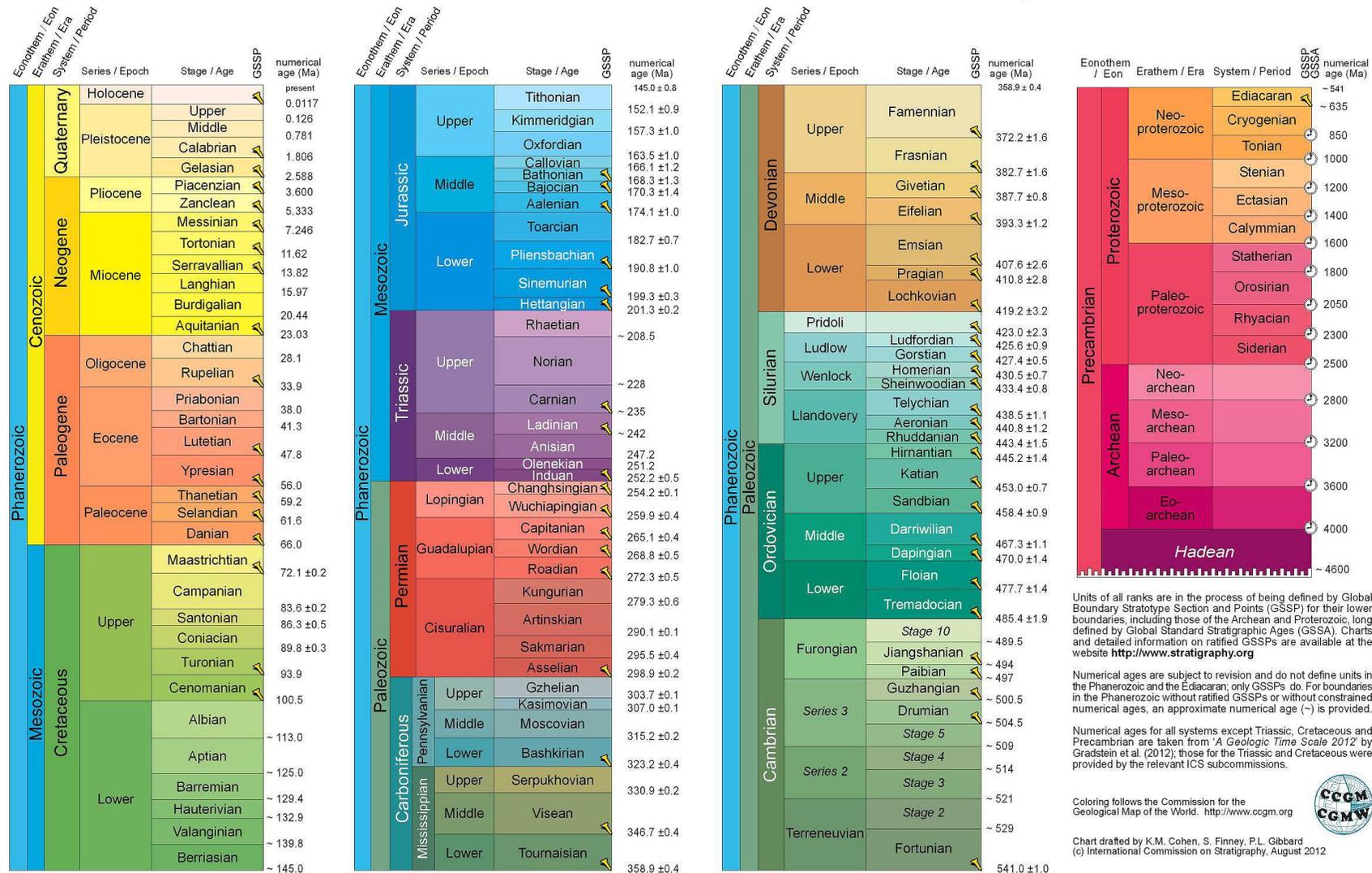


Figura 1 - Tabela cronostratigráfica internacional de 2012.

CAPÍTULO 2

O CLIMA DO CENOZOICO

2.1 Introdução

O Cenozoico corresponde aos últimos 65 Ma, desde o final do Mesozoico e da grande extinção cretácica que culminou com o desaparecimento dos dinossauros não avianos, até aos dias de hoje. Encontra-se dividido em 3 Períodos: Paleogénico ($\approx 65,5$ Ma até $\approx 23,3$ Ma), Neogénico ($\approx 23,3$ Ma até $\approx 2,5$ Ma) e Quaternário ($\approx 2,5$ Ma até aos dias de hoje). Cada um dos Períodos está dividido em várias Épocas, sendo relevantes para esta tese apenas as Épocas compreendidas entre o Eocénico (início há $\approx 55,8$ Ma) e o Plistocénico (início há $\approx 1,8$ Ma), isto é, o Eocénico, o Oligocénico, o Miocénico e o Pliocénico, visto ser o intervalo temporal no qual os sirénios habitaram as costas europeias e norte africana. O estudo do paleoclima e das variações paleoclimáticas cenozóicas são fundamentais para compreender as variações climáticas actuais e futuras.

Como os parâmetros climáticos não podem ser determinados directamente no passado, o estudo dos paleoclimas recorre-se de *proxies*. *Proxies* climáticos são elementos paleontológicos e/ou geoquímicos que permitem obter estimativas de condições paleoambientais. Cada um tem as suas incertezas particulares (Robinson *et al.*, 2011). O $\delta^{18}\text{O}$ no gelo e oceanos (ex. Wallmann, 2001, para mais detalhes consultar o ponto 2 deste capítulo) ou no registo fóssil de foraminíferos (ex. Zachos *et al.*, 2001), a razão de magnésio e cálcio nas estruturas calcárias biológicas, em particular foraminíferos bentónicos (ex. Billups e Schrag, 2003), o $\delta^{11}\text{B}$ (Boro) para avaliar o pH da água do mar e inferir dados acerca de $p\text{CO}_2$ (ex. Pearson e Palmer, 2000), o registo polínico (ex. Ivanov *et al.*, 2002) ou ainda o $\delta^{13}\text{C}$ para o estudo da produtividade primária (Siegenthaler e Eicher, 1986) são exemplos de *proxies* climáticos. A utilização de espécies indicadoras paleoambientais, tanto plantas como animais, é uma técnica utilizada para estudos climáticos e caracterização de ecossistemas ao nível local ou regional (ex. Böhme, 2003; Kovar-Eder *et al.*, 2006). Os isótopos de Berílio (Be) são usados para estudar variações na radiação cósmica e estimar o coberto de nuvens (ex. Frank *et al.*, 1997; Solanki, 2002), factor de grande importância no clima da Terra.

A amostragem em paleoclimatologia centra-se essencialmente nos testemunhos de gelo e de sedimento. Os primeiros são uma janela para o registo de temperaturas, precipitação, condições de humidade, tipo de ventos, fluxo de aerossóis (marinhos, terrestres, vulcânicos, cosmológicos ou antropogénicos) e composição da atmosfera (através do ar aprisionado no interior do glaciário) (Petit *et al.*, 1999). Os segundos fornecem igualmente dados de temperatura, volume de gelo continental, padrões de circulação oceânica, alterações de correntes e frentes oceânicas, $p\text{CO}_2$, produtividade primária e origem da matéria orgânica (Siegenthaler e Eicher, 1986; Lowe e Walker, 1997; Williams *et al.*, 1998; Zachos *et al.*, 2001).

Os sedimentos depositados nos fundos das bacias oceânicas são, na verdade, um dos recursos primários para o estudo de paleotemperaturas (Niebler *et al.*, 1999). A acumulação de sedimentos no fundo marinho é pouco perturbada, permitindo que esta acumulação se prolongue na ordem dos milhares ou milhões de anos. Parte destes sedimentos é de origem continental. Os principais meios de transporte são as correntes de turbidez, as correntes de fundo, o vento e os glaciares. O sedimento do fundo dos oceanos tende a ser fino e dominado por material biogénico, principalmente carbonatado e silicatado (como conchas). Este material é característico do clima em que se formou. Os fósseis presentes no sedimento das bacias oceânicas fornecem registos de circulação oceânica, temperatura da água (*Sea Surface Temperature* ou SST, referido neste trabalho como Temperatura de Superfície do Oceano ou TSO) e, por inerência, de temperaturas atmosféricas (Lowe e Walker, 1997).

Durante grande parte do Cenozoico o Clima do planeta foi caracterizado por menores gradientes latitudinais que a actualidade (Utescher *et al.*, 2011) e um dado fundamental no estudo do clima durante esta Era é a análise das variações paleoambientais nas regiões polares, com especial atenção à Antárctica. O clima antárctico tem influência em todo o globo e a existência ou ausência de gelos e períodos de glaciação nos polos afecta profundamente o nível do mar, a composição e dinâmica da atmosfera, a circulação oceânica, o albedo e a formação de gelos (Florindo *et al.*, 2003; Hauptvogel e Passchier, 2012).

Acompanhando todas as alterações de temperaturas globais e de volume de gelos está o nível do mar. Estas flutuações do nível do mar são designadas por eustasia e

resultam de alterações no volume de água nos oceanos ou de alterações no volume das próprias bacias oceânicas. As alterações no volume de água são dominadas pelo aumento ou diminuição das calotes de gelo continentais, que produzem alterações eustáticas rápidas (milhares de anos) e de grande amplitude (até 200m).

Outros processos que afectam o volume de água ocorrem em intervalos de tempo curtos (10m/ka) e baixas amplitudes (5 a 10m): dissecação e inundação de mares marginais, expansão e contracção térmica das águas oceânicas, variações no volume de água subterrânea e lagos. As variações no volume das bacias oceânicas são dominadas por variações lentas na velocidade de produção e alastramento das dorsais oceânicas (100 a 300m de amplitude a uma velocidade de 10m/Ma). Variações na sedimentação reflectem-se em amplitudes moderadas (até 60m) e velocidades baixas (10m/Ma). Posição e formação de planaltos submarinos produzem subidas moderadamente rápidas do nível do mar (60m/Ma) mas descidas lentas devido a subsidência térmica (10m/Ma) (Miller *et al.*, 2005).

Variações eustáticas podem ser estimadas a partir de medições por satélites, marégrafos, marcadores de linha de costa, recifes e atóis, isótopos de oxigénio e a história de inundação (transgressões/regressões) de continentes e cratões (Miller *et al.*, 2005).

As medições por satélite estão limitadas aos últimos 10 anos. Os marégrafos apresentam registos dos últimos 150 anos. A mais recente subida do nível do mar (pré-antropogénica) começou há cerca de 18 ka e pode ser medida directamente por datação de marcadores de linha de costa (pontos de referência onde se podem fazer medições directas da linha de costa). Os recifes tropicais e os atóis fornecem as estimativas mais fiáveis através da datação dos fósseis de corais de águas pouco profundas (< 30m). No entanto, apesar de terem fornecido uma estimativa precisa para o último mínimo do nível do mar (120 ± 5 m abaixo do actual há 18ka), a maioria dos registos coralíferos são de regiões com histórias de elevação e subsidência (*uplift/subsidence*), sendo difíceis de recolher e datar, em particular se mais antigos que algumas centenas de milhares de anos (Miller *et al.*, 2005).

A figura 2 ilustra as variações do nível médio do mar ao longo do Cenozoico, retirada de Miller *et al.* (2005).

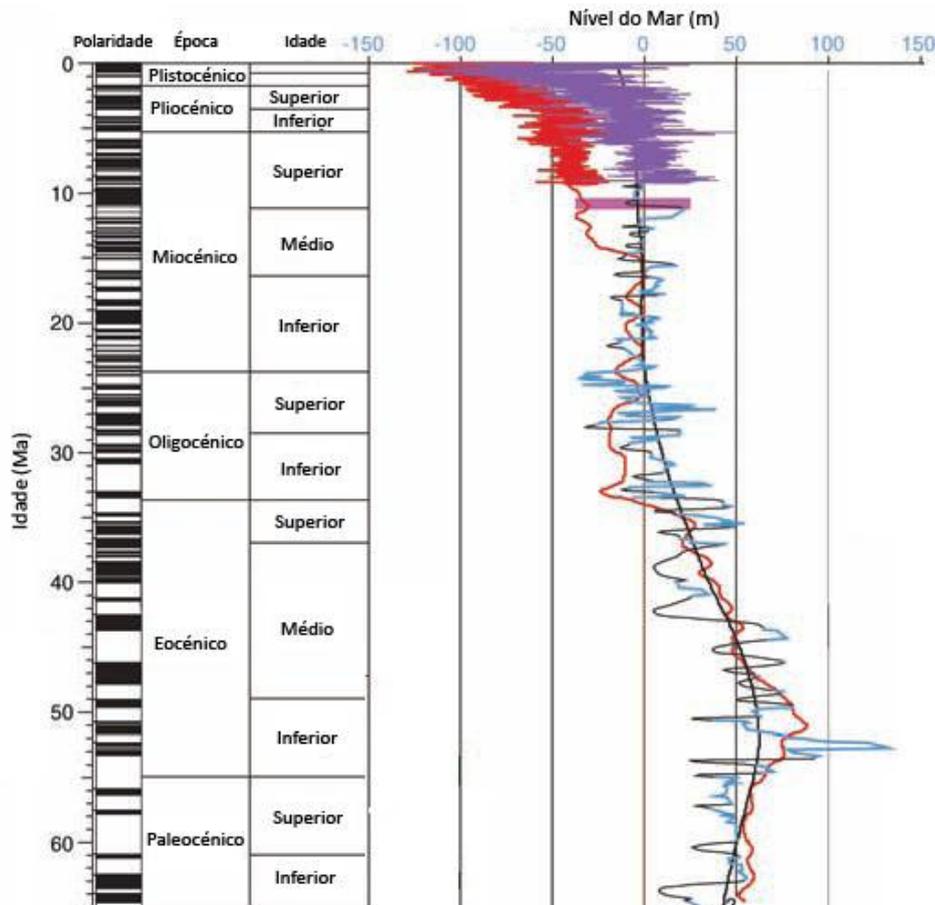


Figura 2 - Variações do nível do mar ao longo do Cenozoico. A azul encontra-se a variação do nível médio do mar global entre 7 Ma e 65 Ma. A roxo estão as variações para os últimos 7 Ma derivadas de dados de $\delta^{18}\text{O}$. A vermelho estão as variações estimadas a partir do $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos bentónicos para todo o Cenozoico. A linha preta reflecte a tendência das variações a longo prazo. Do lado esquerdo encontra-se uma barra que mostra a polaridade do campo magnético da Terra. As barras pretas correspondem a polaridade normal e a branco a polaridade inversa (adaptado de Miller *et al.*, 2005).

Os bordos dos continentes foram inundados (transgressões) várias vezes no passado geológico. No entanto o registo destas transgressões não são uma medição directa de variação eustática, isto porque variações na epirogénese/subsidência e sedimentação/erosão também influenciam na deslocação da linha de costa. Desconformidades regionais (superfícies de erosão e/ou não deposição) dividem o registo estratigráfico em sequências e fornecem a chave para as alterações eustáticas. As desconformidades resultam de uma diminuição do nível do mar ou elevação tectónica. Idades semelhantes nos limites das sequências sedimentares em diferentes continentes têm sido interpretadas como indicadores de que um processo global, eustático. A ligação com o aumento nos valores do *proxy* $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 40 Ma indica que a maioria das fronteiras das sequências resultam de eustatismo, neste caso, descida

do nível do mar devido ao crescimento de lençóis de gelo continentais (Miller *et al.*, 2005).

Os resultados de Lear *et al.* (2000) sugerem que a primeira grande acumulação de gelo continental ocorreu na Antártida no início do Oligocénico, não tendo sido um evento marcado pelo decréscimo da temperatura no fundo oceânico. Isto sugere que outros mecanismos, sem ser a diminuição da temperatura, terão promovido o início dos gelos antárticos.

Os dados climáticos apresentados neste capítulo foram gerados a partir de isótopos de oxigénio e da relação Mg/Ca pelo que, o ponto 7, neste capítulo, se dedica a uma explicação simplificada do processo de obtenção de dados climáticos a partir do $\delta^{18}\text{O}$ e da relação Mg/Ca.

O ponto 8 procura descrever, de modo breve, a história da Antártica desde o início do Cenozoico, dada a sua relevância para a evolução climática da Terra, e como forma de introduzir conceitos e acontecimentos necessários para a compreensão do ponto 9, a descrição do clima global desde o início do Eocénico. É dada uma particular atenção à Europa e ao Mediterrâneo, visto que é nessas identidades paleogeográficas que se centra o estudo aqui desenvolvido. A descrição climática encontra-se dividida em pontos correspondentes aos intervalos temporais e às respectivas transições. Para cada intervalo temporal encontra-se uma figura (figuras 7 a 11) com o mapa paleogeográfico da região da Europa, Norte de África e Mediterrâneo.

2.2 Isótopos e Estudo Climático

Apesar da história climática da Terra ter sido reconstruída com uma série de *proxies*, grande parte do progresso na resolução da evolução climática cenozoica tem de ser atribuída ao desenvolvimento das técnicas de alta resolução de isótopos de oxigénio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$). Desde o início dos anos 1970 que dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ servem como método principal para a reconstrução das variações climáticas globais e regionais, numa variedade de escalas geológicas, desde escalas na ordem dos milhares de anos a escalas na ordem dos milhões (Zachos *et al.*, 2001).

O $\delta^{18}\text{O}$ refere-se à razão entre dois isótopos de oxigénio que ocorrem na Terra, o ^{16}O e o ^{18}O . A diferença entre os isótopos reside no número de neutrões no núcleo. O ^{16}O

contém 8 prótons e 8 nêutrons no núcleo, enquanto o ^{18}O contém 8 prótons e 10 nêutrons. O oxigênio leve, ou ^{16}O , é o mais comum no planeta Terra. O $\delta^{13}\text{C}$ segue a mesma lógica, tendo o ^{12}C 6 nêutrons e o ^{13}C 7.

Os dados de isótopos de oxigênio fornecem informação relativa à evolução da temperatura do fundo oceânico e do volume de gelo acumulado nas regiões continentais. Visto que as águas profundas oceânicas são derivadas do arrefecimento e afundamento de águas superficiais nas regiões polares, a temperatura das águas profundas também permite inferir sobre a temperatura das águas superficiais das latitudes elevadas (Fig. 3) (Zachos *et al.*, 2001).

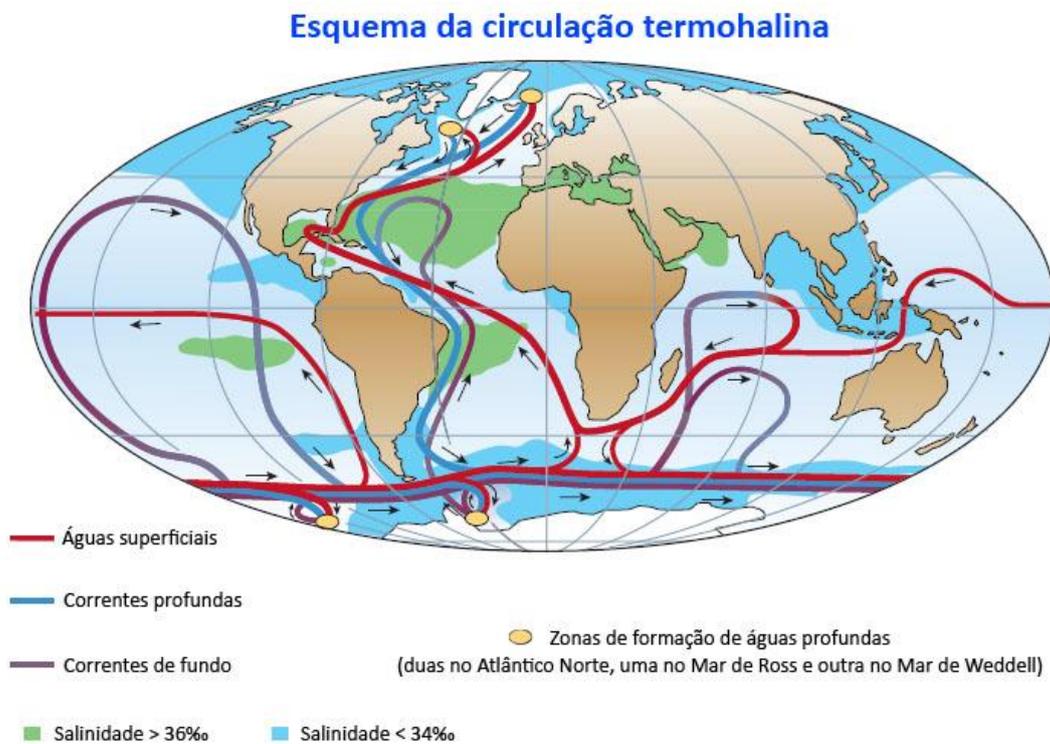


Figura 3 - Esquema da circulação termohalina (adaptado de Rahmstorf, 2002).

Os dados de isótopo de carbono, por outro lado, fornecem informação acerca do ciclo do carbono e das suas perturbações, revelando alterações nos padrões de circulação oceânica profunda que podem despoletar ou resultar de alterações climáticas (Zachos *et al.*, 2001), bem como informação acerca de $p\text{CO}_2$ (Lowe e Walker, 1997), produtividade primária e origem da matéria orgânica (Siegenthaler e Eicher, 1986; Williams *et al.*, 1998).

2.2.1 Isótopos de Oxigénio

A razão entre ^{18}O e ^{16}O está sujeita a pequenas variações devido a pequenas diferenças de comportamento físico e químico por parte dos isótopos. O uso de isótopos de oxigénio em paleoclimatologia é baseado no facto de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ depender da temperatura. A razão aumenta com a temperatura (Siegenthaler e Eicher, 1986). As moléculas de água que contêm ^{16}O evaporam mais rapidamente que as que contêm ^{18}O , pelo que as moléculas com ^{18}O condensam mais rápido e são as primeiras a precipitar. Durante idades glaciares, as temperaturas mais frias do planeta fazem com que este sequestre mais ^{16}O dos oceanos e o acumule nos gelos, fazendo alterar a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água marinha (Billups e Schrag, 2003) no sentido de tornar mais rica no isótopo pesado ($\delta^{18}\text{O}$ mais elevados).

A razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ varia entre 1:495 e 1:515, sendo o valor médio 1:500. Ou seja, apenas 0,2% corresponde ao isótopo ^{18}O (Lowe e Walker, 1997). O cálculo do $\delta^{18}\text{O}$ é feito de acordo com a equação:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{amostra}) - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{padrão})}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} (\text{padrão})} \times 1000$$

O valor padrão é o SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) para água, neve e gelo (Siegenthaler e Eicher, 1986; Lowe e Walker, 1997; Williams *et al.*, 1998) e é expresso em partes por mil (‰). Valores negativos significam deficiência em ^{18}O relativamente ao padrão e tal costuma ser referido como isotopicamente leve, ou mais leve (Lowe e Walker, 1998).

Nos estádios interglaciários, devido ao derretimento de parte significativa das calotes polares, o isótopo ^{16}O é devolvido às águas oceânicas, diminuindo a razão $\delta^{18}\text{O}$. Deste modo, baixos níveis de oxigénio pesado (de novo quando comparados com o padrão) estão associados a águas mais frias.

As variações isotópicas do oceano são, como visto acima, muito pequenas. Um período glacial apresenta variações que podem ser de 0,47‰ ou 1,37‰ (Lowe e Walker, 1997). A diferença na composição isotópica dos oceanos entre os períodos glaciares e hoje é de cerca de 1,2‰, sendo o oceano mais rico em ^{18}O nos períodos glaciares (Williams *et*

al., 1998). Valores modernos de $\delta^{18}\text{O}$ no hemisfério norte, em relação ao padrão, mostram (Lowe e Walker, 1997):

- $\approx 0\text{‰}$ na superfície do oceano;
- -10‰ no vapor de água atmosférico em baixas latitudes;
- -20 a -30‰ a 50° - 60°N ;
- até -60‰ sobre as calotes polares.

A variação isotópica da água do mar ao longo do tempo pode ser reconstruída a partir dos gelos acumulados nos glaciares, do sedimento do fundo oceânico ou de conchas e esqueletos carbonatados preservados no fundo dos oceanos (Lowe e Walker, 1997).

A informação adquirida a partir dos testemunhos de gelo permite estudar as temperaturas na Terra durante o último milhão de anos, sendo que o registo mais longo desenvolvido até hoje chega aos 800 ka (Augustin *et al.*, 2004; Lüthi *et al.*, 2008). Para períodos mais antigos é necessário utilizar o registo fóssil, em particular foraminíferos, e analisar a composição isotópica das suas carapaças (ex. Zachos *et al.*, 2001).

A biomineralização das carapaças utiliza oxigénio da água. As moléculas com ^{16}O (H_2^{16}O) evaporam mais, sendo este efeito mais notado a elevadas latitudes pois as baixas temperaturas atmosféricas limitam ainda mais a remoção de moléculas com ^{18}O da água (Lowe e Walker, 1997). As variações no rácio $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ficam preservadas na composição de foraminíferos bentónicos e planctónicos. Deste modo estes fornecem um registo detalhado e contínuo da evolução do regime de temperaturas dos oceanos, função do desenvolvimento maior ou menor de glaciares no Ártico e na Antárctica desde o início do Cenozoico (Billups e Schrag, 2003).

O registo mais fiável para estudar as variações climáticas do passado é a composição isotópica de oxigénio na calcite de foraminíferos bentónicos obtidos de cores do fundo oceânico. A importância deste registo reside no facto de o oceano profundo ser isolado de variações de temperatura e salinidade sazonais, latitudinais e geográficas, e deste modo ser mais representativo de alterações globais que a superfície oceânica ou o registo continental (Lear *et al.*, 2000). A este argumento acrescenta-se o facto de a razão de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ assimilada durante a formação da teca (carapaça) ser controlada pela

temperatura e composição isotópica da água em que vivem os organismos (Lowe e Walker, 1997; Williams *et al.*, 1998).

Nos casos dos foraminíferos planctónicos, estes dão indicação do seu ambiente, sendo importante o conhecimento do seu ciclo de vida, ecologia e processo de calcificação da carapaça para uma correcta interpretação dos resultados. Espécies diferentes vivem e calcificam a diferentes profundidades, podendo dar informação sobre perfis verticais de temperatura (Niebler *et al.*, 1999).

O crescimento e retrocesso das calotes de gelo continentais causam variações eustáticas que são indirectamente registadas na química dos foraminíferos, isto porque o gelo tem menos $\delta^{18}\text{O}$ que a água marinha. Deste modo, os valores dos isótopos de oxigénio fornecem também um *proxy* para a glacioeustasia. No entanto as reconstruções do nível médio das do mar baseadas em $\delta^{18}\text{O}$ estão sujeitas a algumas incertezas pois: os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na calcite também variam em função da temperatura e por efeitos locais de evaporação e precipitação. Para além disso, distorções diagenéticas podem sobrepor-se aos sinais originais de $\delta^{18}\text{O}$, limitando os registos aos últimos 100 Ma (Miller *et al.*, 2005).

Deste modo é necessária a atenção a uma série de pormenores quando se recorre ao uso de foraminíferos. As conchas de foraminíferos armazenam a composição isotópica de oxigénio, sendo uma excelente fonte de informação paleoceanográfica, no entanto elas não reflectem a exacta razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água do mar. Têm um desequilíbrio isotópico que é a diferença entre a calcite formada em equilíbrio termodinâmico com a água do mar e a composição dos carbonatos das conchas dos foraminíferos, resultante de uma série de efeitos fisiológicos e ecológicos. A fotossíntese, a velocidade de crescimento da concha e a química do carbonato são factores que alteram e influenciam este desequilíbrio isotópico. A ontogenia torna-se assim fundamental. No uso de foraminíferos é também importante conhecer a história do volume de gelo, pois este vai influenciar a razão dos isótopos de oxigénio nos oceanos (Niebler *et al.*, 1999).

O carbonato, usado na construção das conchas pelos foraminíferos, é também influenciado pela temperatura no que respeita à assimilação de átomos de oxigénio. À medida que a temperatura da água aumenta, o ^{18}O nas conchas carbonatadas diminui

(Williams *et al.*, 1998), pois as baixas temperaturas favorecem a captação do ^{18}O pelos carbonatos (Wallmann, 2001).

O estudo da composição isotópica dos glaciares permite conhecer a composição isotópica dos oceanos e deste modo, calibrar o estudo do $\delta^{18}\text{O}$ em foraminíferos e corrigir o erro associado (Lowe e Walker, 1997). A maioria das espécies de foraminíferos tem o seu factor de calibração estudado e definido (Niebler *et al.*, 1999).

Os foraminíferos bentónicos têm mais ^{18}O que os planctónicos, reflexo da composição isotópica do oceano profundo. No entanto, na análise do $\delta^{18}\text{O}$ reflectem informação similar aos planctónicos, ainda que possam assumir maiores variações em períodos glaciares (2,5‰ a 5,0‰) (Lowe e Walker, 1997).

Como a variação isotópica nos foraminíferos está associada à formação de glaciares, os valores deles reflectem o volume de gelo e podem ser usados para estudos de eustasia (Lowe e Walker, 1997). Mas isto gera precisamente um problema, pois o $\delta^{18}\text{O}$ reflecte tanto o gelo global como as temperaturas do fundo oceânico, duas variáveis com efeitos distintos no clima. Tornou-se assim necessário desenvolver um *proxy* independente capaz de reflectir a temperatura, pois diferenças regionais na composição isotópica da água ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$) podem contribuir para o sinal relativo ao gelo global registado na teca de foraminíferos (Billups e Schrag, 2003). A razão Mg/Ca em foraminíferos bentónicos não só fornece a informação necessária como tem a vantagem de poder ser medido na mesma calcite foraminífera que o $\delta^{18}\text{O}$ (Shevenell e Kennett, 2007).

2.2.2 Relação Mg/Ca

A paleotermometria Mg/Ca reside em observações laboratoriais que mostram que a assimilação de Mg^{2+} por parte da calcite inorgânica é dependente da temperatura (Lear *et al.*, 2000; Shevenell e Kennett, 2007).

Para que se possa gerar um registo de temperatura a partir de dados de Mg/Ca, quatro questões têm de ser resolvidas. **1)** Quais são as diferenças na razão Mg/Ca interespecíficas? Estas diferenças são comuns em registos de $\delta^{18}\text{O}$, acontecendo o mesmo em Mg/Ca, embora as razões sejam ainda desconhecidas. **2)** Qual o grau de preservação dos valores primários de Mg/Ca? Os foraminíferos bentónicos têm um

potencial de preservação superior ao dos foraminíferos planctônicos. 3) Qual o passado da razão Mg/Ca na água oceânica. Embora não exista nenhum *proxy* independente para a variação Mg/Ca, os fluxos de Mg²⁺ e Ca²⁺ para o e do oceano moderno têm sido usados para desenvolver modelos geoquímicos que estimam o passado da razão Mg/Ca em águas marinhas, visto os fluxos serem razoavelmente bem definidos e estáveis. 4) Por fim, qual a calibração necessária para traduzir a razão Mg/Ca em temperaturas? Existem algumas publicadas, tais como a calibração com *Cibicidoides floridanus* e que podem ser usadas, ajustando para a espécie referência do estudo em questão (Lear *et al.*, 2000).

Talvez a questão mais complicada de superar no uso de Mg/Ca como *proxy* em escalas mais longas do Cenozoico sejam as variações temporais destes dois elementos nos oceanos (Shevenell e Kennett, 2007). De modo a usar esta razão para estudar paleotemperaturas é necessário conhecer o registo passado de Mg/Ca na água oceânica. O registo do fluxo de Mg²⁺ e Ca²⁺ nos oceanos modernos, juntamente com parâmetros chave geológicos (como por exemplo o registo de formação de crosta oceânica ou a abundância de dolomite), são usados para criar os modelos geoquímicos que estimam o passado da razão Mg/Ca em águas marinhas. O resultado obtido de temperaturas não é muito sensível ao modelo escolhido (Lear *et al.*, 2000).

O tempo de residência de Mg e Ca no oceano é relativamente longo (13 Ma e 1 Ma respectivamente). A razão de Mg/Ca em foraminíferos provenientes de cores com menos de 1Ma não deve ser afectada pela dinâmica da água oceânica (Shevenell e Kennett, 2007). Lear *et al.* (2000) propuseram que as equações de calibração dos foraminíferos fossem alteradas de modo reflectir o passado de Mg/Ca, tal como estimado a partir dos modelos.

Juntamente com valores de $\delta^{18}\text{O}$ de foraminíferos, este *proxy* independente para paleotemperaturas pode ser usado para aceder a variações do $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ ao longo do tempo, estimando assim de modo mais exacto o volume global de gelo e as temperaturas das águas do fundo oceânico (Billups e Schrag, 2003).

2.3 Evolução da Antártida

No geral a Antártida, durante o final do Cretácico e o início do Cenozoico (há cerca de 70-60 Ma), apresentava um clima ameno, livre de gelos, e uma plataforma continental extensa e de baixo declive, semelhante às actuais de latitudes baixas e médias do Atlântico. Estas condições climáticas e geológicas eram totalmente diferentes das actuais, que são marcadas por uma espessa camada de gelo e uma margem continental abrupta que gera águas muito profundas. O gelo desempenhou um papel essencial na evolução destas margens continentais e no aparecimento da CCA, através da erosão do litoral, eliminando a vegetação e descarregando os detritos no oceano, onde as correntes oceânicas os distribuíram ao longo da plataforma continental, talude e vertente. Processos tectónicos, como subsidência e elevação, contribuíram para moldar a margem continental antártica numa autêntica ravina gigante submersa (Cooper *et al.*, 2009). O volume de gelo da Antártida actual representa 90% de todo o gelo presente na Terra (Smellie *et al.*, 2011).

Um aspecto fundamental da evolução climática do Cenozoico é o aparecimento da CCA. Esta corrente controla a troca de nutrientes, sal e calor com os restantes oceanos através da ligação que promove com o Pacífico, Atlântico e Índico, isolando termicamente o continente antártico e desempenhando um papel fundamental no clima da Terra (Niebler *et al.*, 1999; Martinson, 2012). A CCA impede que as águas superficiais mais quentes, provenientes de latitudes médias e baixas dos oceanos Pacífico, Atlântico e Índico, cheguem próximo da costa antártica, mantendo assim este continente termicamente isolado e sob condições glaciais ao longo de todo o ano. É esta corrente que contém as águas superficiais frias polares que permitem a formação de gelo, delimitando assim quão a norte se podem estender os glaciares e lençóis de gelo antárticos (Martinson, 2012).

A formação desta corrente foi assim fundamental para o desenvolvimento da Antártica actual e para lhe conferir a tremenda influência climática que exerce. A sua formação iniciou-se com a abertura das passagens entre Antártida Este e Austrália (passagem da Tasmânia) e entre a América do Sul e a Península Antártica (passagem de Drake). A primeira ocorreu há 33,5 Ma, enquanto a segunda estima-se que tenha ficado totalmente aberta à circulação profunda entre 30 e 24 Ma (Hassold *et al.*, 2009).

Como se irá constatar, a atribuição destas idades para uma total abertura oceânica e formação da CCA com circulação profunda são condizentes com a evolução climática global e o aparecimento de glaciações de escala continental na Antártida.

O início do Eocénico é caracterizado por uma Antártida sem gelo (Zachos *et al.*, 2001; Pollard e DeConto, 2005; Pekar e Christie-Blick, 2008; Zachos *et al.*, 2008). Entre o Eocénico Médio e o Oligocénico Médio a Antártida apresentava, no geral, um clima frio mas não glaciado, com oscilações climáticas semelhantes ao actual Sul da Patagónia (Wilson *et al.*, 2012). Houve um evento de excepção neste intervalo temporal, na transição do Eocénico para o Oligocénico (há cerca de 34 Ma), em que ocorreu a 1ª glaciação antártica, com glaciações à escala continental (Zachos *et al.*, 2001; Pollard e DeConto, 2005; Zachos *et al.*, 2008; Cotton e Pearson, 2011; Diester-Haass *et al.*, 2011).

A CGEA apresentava-se, no Oligocénico Médio, cerca de 30% maior que a actual, tendo-se mantido neste volume até ao Miocénico Inferior (Pekar e Christie-Blick, 2008). As oscilações da margem de gelo entre 33,6 Ma e 17 Ma ocorreram em conformidade com os ciclos orbitais (Wilson *et al.*, 2012), verificando-se eventos de glaciação classificados de Oi ou Mi, consoante Oligocénicos ou Miocénicos, tal como descrito por Miller *et al.* (1996) (Tabela 1).

Tabela 1 - Eventos de glaciação antártica de acordo com Miller *et al.* (1996).

Oligocénico		Miocénico	
Evento	Idade (Ma)	Evento	Idade (Ma)
Oi1	≈36*	Mi1	≈24
		Mi1a	≈22
		Mi1b	≈18,5
Oi2	≈32	Mi2	≈16,5
		Mi3	≈14,2
		Mi3b	≈13,8
Oi2b	≈28	Mi4	≈12,8
		Mi5	≈11,2
		Mi6	≈10

*Glaciação com início no final do Eocénico. Refere-se à glaciação da transição E/O

A transição do Oligocénico para o Miocénico marca o início de períodos glaciares intercalados por interglaciares. Existem indícios de que no Miocénico Inferior a Antártida já apresentava uma plataforma continental abrupta (Cooper *et al.*, 2009), sendo este intervalo de tempo marcado um período de contracção dos gelos antárcticos, com passagem de um cenário glacial para um cenário com gelos presentes apenas nas altitudes elevadas e sem CGEA. A região de McMurdo Sound (situada no Mar de Ross) é invadida pelo oceano nesta fase (Sandroni e Talarico, 2011), indicando uma subida do nível do mar, como descrito em Miller *et al.* (2005). A figura 4 (pág. 38) é um mapa da Antártida que permite localizar geograficamente os locais acima referidos e outros que serão identificados mais adiante.

De acordo com Fielding *et al.* (2011) e Hauptvogel e Passchier (2012), o Miocénico Inferior e Médio apresentam uma sucessão climática que se encontra resumida na tabela seguinte (Tabela 2):

Tabela 2 - Caracterização climática da Antártica ao longo do Miocénico Inferior e Médio.

Idade (Ma)	Caracterização climática
20,2 - 19,4	Clima Glacial em McMurdo Sound (possível extensão do evento Mi1a)
19,4 - 18,7	Menor influência glacial
17,8 - 17,35	Retorno ao clima glacial (relacionado com evento Mi1b)
17,35 - 16,7	Retração do gelo (relacionado com COM)
16,7 - 16,5	Condições glaciais (sem gelos no Mar de Ross)
16,5 - 14,5	Retração dos gelos (coincide com o período mais quente do COM)
16,5 - 14,5	Aumento do clima austero (ocorrência de Mi2)

A transição climática que ocorre entre 15 e 14 Ma, com degradação climática e redução das temperaturas globais, fica caracterizada pelo avanço da CGEA até à linha de costa e o desenvolvimento, após 14,2 Ma, de uma camada de gelo no Mar de Ross superior à

actual (Hauptvogel e Passchier, 2012). Isto significa que a Antártida permaneceu glaciada em COM (Fielding *et al.*, 2011).

Há 14 Ma atinge-se o máximo de volume de gelo na CGOA e por volta de 13,6 Ma essa camada recua para limites semelhantes aos actuais. O Oceano Austral sofre alterações de temperatura ao longo da transição climática miocénica. Durante COM a temperatura superficial neste oceano era de 16-20°C. Entre 14 e 13,9 Ma ocorreu um arrefecimento de 6-7°C seguido de uma redução da salinidade em 2 ppm. Por volta de 13,2 Ma a temperatura superficial do Oceano Austral era de 12-17°C (Majewski e Bohaty, 2010).

Durante o Miocénico Médio até ao Pliocénico Inferior desenvolveram-se as camadas de gelo perenes que cobrem todo o continente. A alteração climática do Miocénico Médio é marcada por uma enorme acumulação de gelos na região do Mar de Ross, e entre o início do Miocénico Médio e o final do Miocénico ocorrem 5 expansões dos lençóis de gelo na Antártida Oeste (Cooper *et al.*, 2009). No Miocénico Superior, entre 8 e 7 Ma, as condições glaciais são totalmente restauradas com volume de gelo semelhante ao do último máximo glacial (Sandroni e Talarico, 2011). Ao longo do Messiniano mantém-se a tendência de arrefecimento na Antártida (Nývlt *et al.*, 2011).

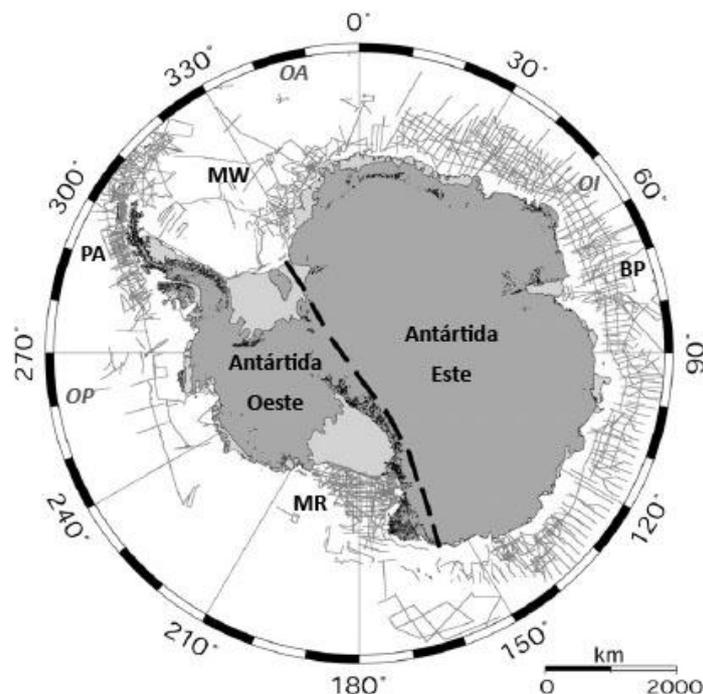


Figura 4 - Mapa da Antártida. MW - Mar de Weddell; MR - Mar de Ross; BP - Baía de Prydz; PA - Península Antártica; OP - Oceano Pacífico; OA - Oceano Atlântico; OI - Oceano Índico (adaptado de Cooper *et al.*, 2009).

2.3.1 Região Este da Antártica - Baía de Prydz

A região Este da Antártida pode ser caracterizada através dos testemunhos amostrados na Baía de Prydz. O final do Eocénico é marcado por um clima ameno a frio nas regiões ao nível do mar, estando a baía ocupada por um sistema fluviodeltaico, alimentado pelos glaciares do interior continental e colonizado por árvores de copa com 1m de altura. Durante o início do Oligocénico ocorre erosão glacial e aumento dos gelos, iniciando-se o aumento do declive da rampa continental, que culminou nos actuais 8°. O Oligocénico fica marcado pelo final do sistema fluvial e o surgimento de gelos perenes, que durante o início do Miocénico passam a apresentar fenómenos cíclicos de avanço e recuo ao longo da baía. O Miocénico Médio marca um agravamento climático, com o arrefecimento a gerar uma camada de gelo mais espessa e erosiva. Durante o Pliocénico e o Plistocénico estabeleceu-se a camada de gelo polar (Cooper *et al.*, 2009). É relevante observar os dados obtidos do Mar de Weddell pois para este drenam gelos tanto da Antártida Este como da Oeste. O primeiro sinal de glaciares no lado Este do Mar de Weddell data do Oligocénico Inferior (33-32Ma). A alteração climática do Miocénico levou a que ambos os lados desta área ficassem cobertos de gelo no final do Miocénico (Cooper *et al.*, 2009).

Durante o Pliocénico ocorreram períodos interglaciares mais quentes que os actuais, assim como, em pelo menos 8 ocasiões entre o Pliocénico e o Quaternário, a camada de gelo da Antártida foi muito superior à actual (Cooper *et al.*, 2009).

2.3.2 Variações do nível do mar na região Este Antártica

No que respeita ao nível do mar, tal como a temperatura global, este também apresenta uma tendência de decréscimo ao longo do Cenozoico. Durante o final do Eocénico e o início do Oligocénico ocorreu uma regressão do nível do mar, associada aos primeiros glaciares formados na Baía de Prydz e no Mar de Ross. Ainda durante o Oligocénico Inferior, verifica-se uma subida do nível do mar devido à inundação da Baía de Prydz. Desde este evento até ao Miocénico Médio observa-se um comportamento cíclico de subida e descida do nível do mar. No Miocénico Médio ocorre uma abrupta descida do nível do mar, seguida de uma nova regressão marinha devido ao aumento da formação de gelos e ao acentuar do declive das margens continentais antárticas. Esta descida do

nível do mar, e aumento do volume de gelo, continua ao longo do tempo até ao presente (Cooper *et al.*, 2009). Entre 34 e 2,5 Ma as flutuações da CGEA dominaram globalmente os níveis oceânicos, ainda que o início das glaciações no Hemisfério Norte (durante o Miocénico Médio a Superior e, em particular, no Pliocénico Superior) devam também ter alguma influência (Smellie *et al.*, 2011).

A velocidade a que ocorrem recuos e avanços dos gelos antárcticos pode ser relativamente elevada, como mostra o último recuo da linha glaciária no Mar de Ross, que ocorreu há 11 ka a uma velocidade de 100m/ano, tendo alcançado a sua posição actual há cerca de 6 ka. Ao longo dos últimos 14 Ma ocorreram cerca de 60 ciclos de avanços e recuos dos gelos (Cooper *et al.*, 2009), com fases de ausência de gelos no Mar de Ross e zona continental circundante entre 60 e 10 ka (Domarck *et al.*, 1999).

2.4 Clima global durante o Cenozoico

O Cenozoico é marcado pelo aumento dos gelos polares e redução de temperatura global. Embora existam flutuações climáticas ao longo dos últimos 65 Ma, a tendência é para o arrefecimento global, arrefecimento esse que culminou nas recentes (Plio-Quaternárias) Idades Glaciares. O registo oceânico mostra de forma relevante do arrefecimento global ao longo dos últimos 50 Ma, tendo a temperatura do fundo oceânico diminuído cerca de 12°C (Lear *et al.*, 2000). O mesmo é visível no registo das temperaturas superficiais do Mediterrâneo que variaram entre 19,2°C no Oligocénico (Rupeliano Inferior) para 15,9°C no Miocénico (Messiniano Superior) (Bosellini e Perrin, 2008)

De acordo com De Boer *et al.* (2011), até há 33,8Ma não existiam grandes massas de gelo. Entre 35 e 15Ma a Antártida apresentava-se parcialmente coberta por calotes glaciares. Na parte final surgem então os períodos glaciares, com grandes extensões de gelo em ambos os hemisférios, e os interglaciares, como o actual, ainda com significativo coberto de gelos na Gronelândia e na Antártida.

No que respeita a eventos climáticos, 5 são relevantes ao longo do Cenozoico: 3 de aquecimento e 2 de arrefecimento. No que respeita a um aumento de temperatura global ocorreu um no início do Eocénico (≈ 55 Ma), outro durante a transição do Oligocénico para o Miocénico (≈ 25 Ma) e por fim no Miocénico Inferior e Médio, o

chamado COM (Kashiwagi e Shikazono, 2003) e que se registou entre 17 Ma e 14 Ma, terminando na alteração climática miocénica e no início do arrefecimento global até à actual Idade Glaciar.

O mais pronunciado foi o do início do Eocénico. Ainda assim, durante o COM, as temperaturas da água profunda oceânica e das águas superficiais a elevadas latitudes seriam 6°C acima das actuais (Kashiwagi e Shikazono, 2003).

Os dois eventos de arrefecimento foram no limite do Eocénico com o Oligocénico (≈ 36 Ma), que estará relacionado com o início da CCA, o que terá gerado águas profundas mais frias, e no Miocénico Médio (≈ 15 Ma), que se pensa poder estar relacionado com a formação da APAN e a expansão da massa de gelo antárctica, o que teria levado ao decréscimo das temperaturas nas elevadas latitudes (Kashiwagi e Shikazono, 2003).

Vários mecanismos influenciam o clima na Terra. A geometria orbital, que sofre alterações aproximadamente cíclicas (à escala dos milhares de anos), bem como a tectónica de placas (à escala dos milhões de anos), são dois mecanismos importantes. No entanto, o impacto das oscilações de excentricidade, obliquidade e precessão dos parâmetros orbitais da Terra (Fig. 5) é fortemente influenciado pela geografia e topografia das massas continentais, batimetria e forma das massas oceânicas e composição atmosférica (Zachos *et al.*, 2001).

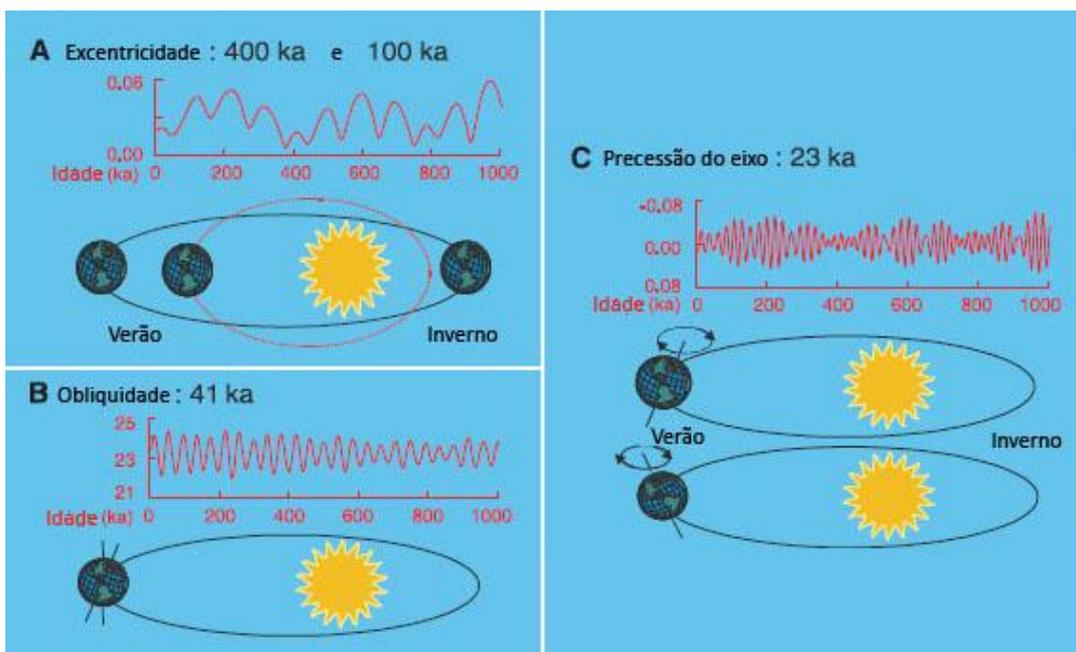


Figura 5 - Períodos de oscilação dos parâmetros orbitais. A - excentricidade; B - Obliquidade; C - Precessão do eixo (adaptado de Zachos *et al.*, 2001).

Isto significa que existem mecanismos de retroalimentação em que, a tectónica de placas influencia o efeito climático das alterações induzidas pelos parâmetros orbitais. Nos últimos 65 Ma os principais eventos tectónicos que ocorreram foram o vulcanismo no rifte do Atlântico Norte (Zachos *et al.*, 2001), a abertura das passagens na Antártida (Tasmânia e Drake) (Hassold *et al.*, 2009), colisão da Índia com a Ásia, há 50 Ma, com a formação dos Himalaias e Planalto Tibetano (Kashiwagi *et al.*, 2008), formação do istmo do Panamá (O'Dea *et al.*, 2012) e abertura do Estreito de Behring (Verhoeven *et al.*, 2011). Estes eventos tectónicos geraram alterações climáticas através de mudanças na circulação oceânica e atmosférica. A figura 6 mostra a evolução do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do Cenozoico e o momento em que os gelos começaram a surgir nos polos.

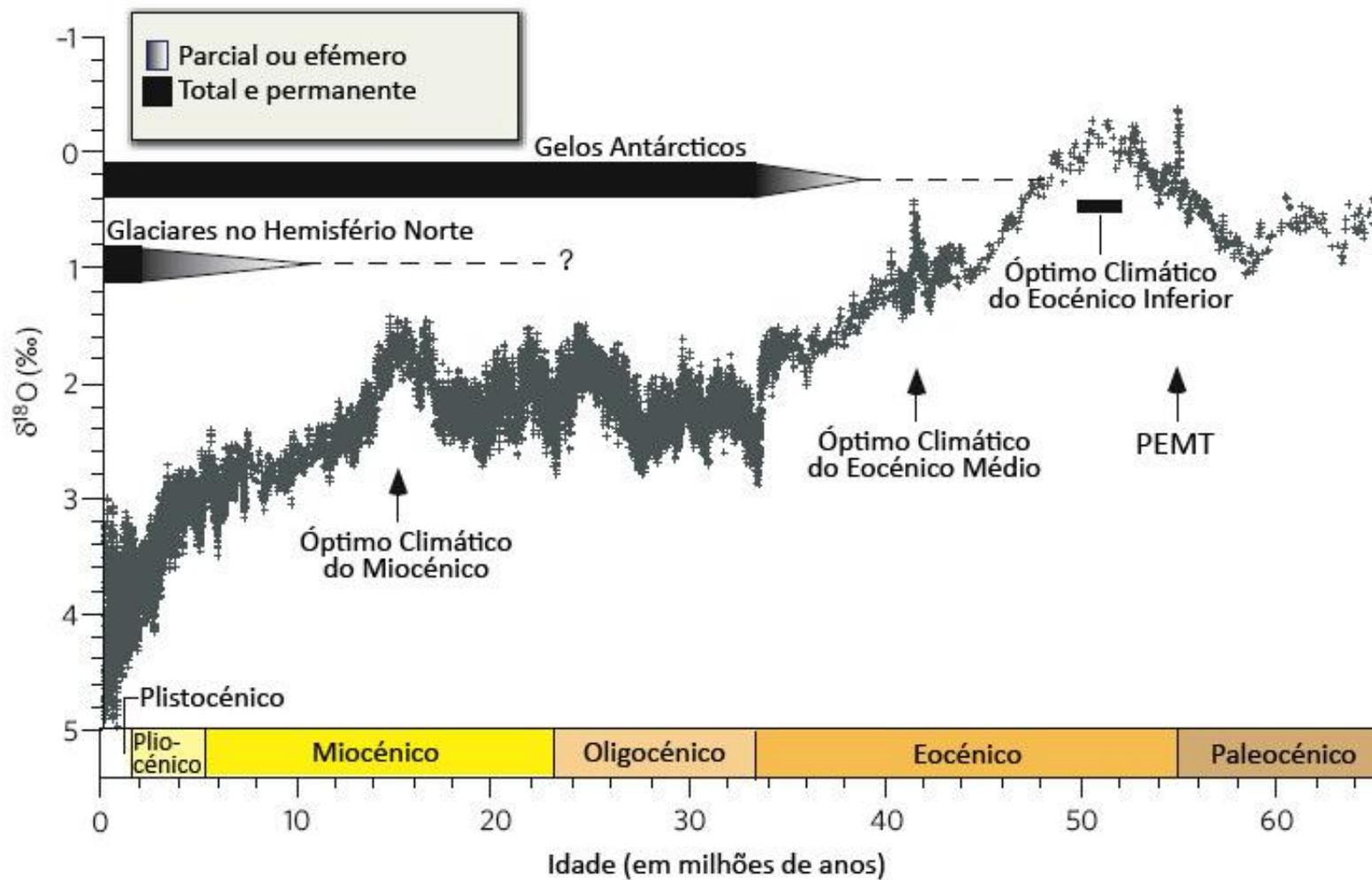


Figura 6 - Evolução do $\delta^{18}\text{O}$ ao longo do Cenozoico. Estão referidos os climas ótimos, começando pelo Paleocénico-Eocénico Máximo Térmico (PEMT) e seguindo-se o ótimo do Eocénico Inferior, o do Eocénico Superior e o do Miocénico. O momento em que os gelos começaram a surgir nos polos encontra-se definido nas duas barras pretas, com um início mais claro referente à fase em que os gelos eram parciais ou efêmeros (adaptado de Zachos *et al.*, 2008)

2.4.1 Eocénico

O Eocénico (Fig. 7) é marcado por um evento climático dramático, o PEMT, dois períodos de clima óptimo (no Eocénico Inferior e no Eocénico Médio) e pela primeira glaciação antártica na transição do Eocénico para o Oligocénico.

O PEMT, um evento de curta duração, teve como origem provável uma massiva libertação de metano, com origem nos hidratos deste gás aprisionados no fundo oceânico. Durou cerca de 170 ka e foi marcado por um rápido aumento de CO₂ atmosférico, (Sexton *et al.*, 2011). A pCO₂ durante este evento foi de 2000-4000 ppm, quando hoje é de cerca de 385 ppm (Sexton *et al.*, 2011; Cope e Winguth, 2011). Em menos de 10 ka a temperatura global aumentou cerca de 5°C em relação à temperatura média global do Eocénico Inferior, estimada em 2-6°C superior à actual (Sloan *et al.*, 2001), e a do fundo oceânico cerca de 5-6°C (Zachos *et al.*, 2001; Zachos *et al.*, 2008). Durante este período de 170 ka a temperatura média no Atlântico equatorial a 3000 m de profundidade seria de 12-14°C (Sexton *et al.*, 2011). As TSO a médias latitudes seriam 8°C superiores às actuais, e em latitudes elevadas seriam 6°C (Cope e Winguth, 2011). No caso das TSO do Ártico, estas poderão ter superado os 20°C (Cope e Winguth, 2011; Dypvik *et al.*, 2011). Hoje em dia, a 71°-72°N, as temperaturas variam entre -4,4°C em Janeiro e 11,8°C em Julho. Durante o PEMT, a TMA em Svalbard (arquipélago pertencente à Noruega que se situa à latitude referida) era de 15-18°C (Dypvik *et al.*, 2011).

Este evento provocou a extinção de 35-50% das espécies de foraminíferos bentónicos (Secord *et al.*, 2010; Rodríguez-Tovar *et al.*, 2011; Cope e Winguth, 2011). Outras espécies, como o dinoflagelado de baixas latitudes do género *Apectodinium*, migraram até ao Oceano Ártico (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2011). Na América do Norte várias espécies de plantas expandiram o seu território até 1500 km mais para norte (Secord *et al.*, 2010) e perto dos polos a vegetação subtropical dominava (Höntzsch *et al.*, 2011).

O OCEI ocorreu entre 53-49 Ma. Tem características semelhantes ao PEMT, mas com menor amplitude. O clima na margem sul do Tétis era então caracterizado por aridez costeira e ambiente húmido no interior. As condições húmidas e quentes do interior levaram ao aumento do transporte de nutrientes pelos rios para as margens do Tétis. Como o Tétis estava fechado a Este e o fraco gradiente latitudinal de temperatura tinha

enfraquecido as correntes marítimas, ocorreu a acumulação de nutrientes na zona de plataforma. As densidades de fitoplâncton eram elevadas. Estas condições surgiram também na Península Ibérica, Nova Zelândia, Oceano Ártico, Paratétis Norte e Nova Jérсия. Durante o PEMT são conhecidos eventos de mínimo de O₂ no Egípto, Paratétis Norte e Oceano Ártico, no entanto tal poderá não ter ocorrido durante o OCEL. (Höntzsch *et al.*, 2011). Este óptimo climático foi também caracterizado por elevada precipitação no Ártico (Barke *et al.*, 2012).



Figura 7 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e zona Mediterrânica no Eocénico, há 50 Ma. Trabalho desenvolvido por Ron Blakey, Northern Arizona University (disponível em <http://jan.ucc.nau.edu/rcb7/index.html>)

No final do Eocénico Inferior o gradiente latitudinal de temperatura aumentou e ocorreu um arrefecimento a elevadas latitudes, com o fortalecimento das correntes marítimas e fim das condições subenergéticas oceânicas (Höntzsch *et al.*, 2011).

O OCEM ocorreu há 40 Ma. Voltou a observar-se a expansão de diatomáceas subtropicais para latitudes elevadas e ocorreram fenómenos de eutrofização nas água antárticas no pico do OCEM (Witkowski *et al.*, 2012).

Os óptimos climáticos eocénicos foram sucedidos por um período de 17 Ma com uma tendência de arrefecimento, tal como demonstra a subida de 3,0‰ no $\delta^{18}\text{O}$, com a maior parte da mudança ocorrendo ao longo do Eocénico Médio e Superior e do Oligocénico Inferior.

Até ao Eocénico Superior, o aumento de $\approx 1,8\%$ no $\delta^{18}\text{O}$ reflecte um decréscimo da temperatura das águas oceânicas profundas em cerca de 7°C , o que se materializa numa alteração de $\approx 12,5^\circ\text{C}$ para $\approx 4,5^\circ\text{C}$. A partir de então a contínua alteração do $\delta^{18}\text{O}$ reflecte um efeito combinado de aumento do volume de gelo e redução da temperatura, em particular para o rápido evento de aumento de $\approx 1,0\%$ no $\delta^{18}\text{O}$ há 34 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

A elevação Alpina causou a separação do Tétis próximo da transição Eocénico/Oligocénico. O Tétis desapareceu como identidade paleogeográfica e paleobiogeográfica, dando origem a duas áreas paleogeográficas distintas, o Mar Mediterrâneo e o Paratétis (Lirer *et al.*, 2009).

2.4.2 Transição Eocénico/Oligocénico

A transição do Eocénico para o Oligocénico (E/O) foi um momento de grandes alterações ambientais e bióticas, tanto no registo oceânico como no continental (Zachos *et al.*, 2001; Héran *et al.*, 2010; Cotton e Pearson, 2011).

Os oceanos sofreram uma redução global de temperatura em $\approx 2,5^\circ\text{C}$ (Héran *et al.*, 2010), acompanhada de um aumento de produtividade marinha (Roth-Nebelsick *et al.*, 2004) e de uma descida do nível médio do mar de cerca de 20 m (Houben *et al.*, 2012).

Regionalmente observaram-se várias alterações. Na Alemanha o arrefecimento foi de $2-6^\circ\text{C}$ (Héran *et al.*, 2010). A Ásia Central sofreu arrefecimento, aumento de aridez, intensificação da sazonalidade (Abels *et al.*, 2011) e na zona do Tibete a vegetação de folha ampla foi substituída por coníferas (Hoorn *et al.*, 2012). O aumento de aridez alastrou-se à Europa e ao Nordeste Ibérico (Costa *et al.*, 2011).

A deterioração climática, juntamente com o fecho do estreito de Turgai (corpo de águas pouco profundas no oeste siberiano), levaram a grandes extinções de vertebrados terrestres na Europa e a um processo de colonização por espécies asiáticas, mais adaptadas a climas áridos e marcados pela sazonalidade (Costa *et al.*, 2011).

Tabela 3 - Resumo paleoclimático do Eocénico e da Transição E/O.

Intervalo	Eventos Climáticos	Paleotemperatura	$\delta^{18}\text{O}$	Glaciações	Nível Médio do Mar	Observações
Eocénico Inferior	PETM	Temperatura de águas oceânicas profundas - 12-14°C TSO Ártico > 20°C TMA 70°N ≈15-18°C	≈-0,4‰	Ausentes	≈130m acima do actual	Extinção de 35-50% das espécies de foraminíferos bentónicos. Fauna e Flora expandiram o seu território para latitudes mais elevadas. Eventos de mínimo de O ₂ no Egipto, Paratétis Norte e Oceano Ártico
	OCEI	Temperatura de águas oceânicas profundas - 12,5°C	≈-0,2‰	Ausentes	≈70m acima do actual	Elevada precipitação no Ártico. Aumento de produtividade primária a uma escala global. Provavelmente sem eventos de depleção de O ₂

Intervalo	Eventos Climáticos	Paleotemperatura	$\delta^{18}\text{O}$	Glaciações	Nível Médio do Mar	Observações
Eocénico Médio	OCEM	Semelhante ao OCEI	$\approx 0,2\%$	Ausentes	$\approx 70\text{m}$ acima do actual	Expansão de diatomáceas subtropicais para latitudes elevadas. Fenómenos de eutrofização nas água antárcticas.
Eocénico Superior	Não existem. Marcado por um arrefecimento contínuo.	Temperatura de águas oceânicas profundas - $4,5^\circ\text{C}$	Subida de cerca de $1,8\%$	Início de glaciações parciais	$\approx 40\text{-}50\text{m}$ acima do actual no início $\approx 20\text{-}30\text{m}$ acima do actual no final	Tétis desapareceu como identidade paleogeográfica e paleobiogeográfica, dando origem a duas áreas paleogeográficas distintas, o Mar Mediterrâneo e o Paratétis.
Transição Eocénico-Oligocénico	1ª Glaciação Antárctica	Redução da TMG dos oceanos em $2,5^\circ\text{C}$ (sem afectar as águas de fundo). Europa Central com redução de temperatura em $2\text{-}6^\circ\text{C}$	$\approx 2,8\text{-}3,0\%$	Glaciação Continental	Cai para níveis semelhantes ao actual	Aumento da sazonalidade e produtividade marinha. Grandes extinções de vertebrados terrestres na Europa e processo de colonização por espécies asiáticas

2.4.3 Oligocénico

O Oligocénico (Fig. 8) foi mais frio que o Eocénico. Após a primeira glaciação antártica durante a E/O, o clima manteve-se mais ou menos estável entre o Oligocénico Inferior (Rupeliano) e o Superior (Chatiano), sofrendo um ligeiro aumento de temperatura que precedeu o arrefecimento da transição para o Miocénico (Roth-Nebelsick *et al.*, 2004).

A Oi1 (glaciação do Oligocénico Inferior, há $\approx 33,5$ Ma) gerou uma descida do nível médio do mar em 50-60 m, mas sem queda das TSO (Houben *et al.*, 2012). Outros dois eventos de glaciação ocorreram durante o Oligocénico de acordo com Miller *et al.* (1996): Oi2 (≈ 32 Ma) e Oi2b (≈ 28 Ma).

Apesar do início das glaciações no hemisfério sul a temperatura global era mais elevada que hoje em dia. No Paratétis Este, na bacia de Euxinian, onde hoje é a Bulgária, a TMA era de 15-17°C e a PMA de 800-1300 mm, comparado com a actual TMA de 11-12°C e PMA de 480-600 mm (Ivanov *et al.*, 2007). O Mediterrâneo, na Plataforma de Apulia (Sul de Itália) tinha recifes de corais homogéneos, com enorme biodiversidade e associados a algas coralinas, indicando um ambiente de águas quentes (Bosellini, 2006).

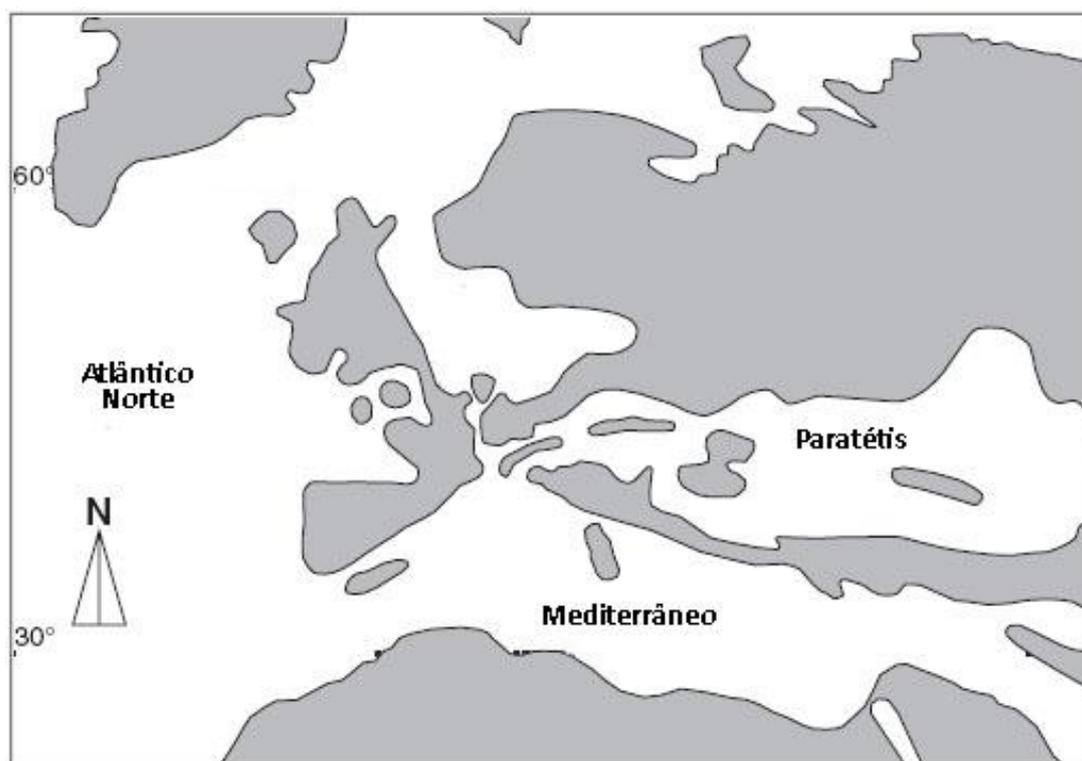


Figura 8 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e zona Mediterrânica no Oligocénico Médio (adaptado de Van Simaeys, 2004)

O final do Oligocénico foi marcado por um arrefecimento que culmina na glaciação da transição do Oligocénico para o Miocénico. Ocorreu aumento de produtividade primária em médias e elevadas latitudes e verificou-se um ligeiro aumento de carbono nos oceanos por dissolução de CO₂ (Diester-Haass *et al.*, 2011). No entanto, apesar deste incremento na passagem de CO₂ atmosférico para os oceanos, entre o Oligocénico Superior e o Miocénico Inferior não ocorreu uma alteração global de *p*CO₂ significativa (Roth-Nebelsick *et al.*, 2004).

Tabela 4 - Resumo paleoclimático do Oligocénico.

Oligocénico				
Idade	Paleotemperatura	Glaciações		Observações
Rupeliano		Oi1 (33,5 Ma) Oi2 (32 Ma)	Oscila entre ≈1,6‰ e ≈2,6‰	Recifes de coral no Mediterrâneo
Chatiano	Mais elevadas que hoje. TMA Europa Central ≈ 15-17°C (hoje 11-12°C) PMA Europa Central ≈ 800-1300 mm (hoje 480-600 mm)	Oi2b (28 Ma)	Oscila entre ≈1,4‰ e ≈2,8‰	Glaciações unipolares, somente na Antártida. Final do Chatiano, na transição para o Miocénico, novo evento de glaciação com aumento de produtividade primária nos oceanos a médias e elevadas latitudes.

2.4.4 Miocénico

O Miocénico é considerado o intervalo mais crítico na formação das massas de gelo em terra. Foi caracterizado por vários fenómenos de transgressão e regressão e de aparecimento e desaparecimento de lagos e pântanos na Europa (Ivanov *et al.*, 2011).

A Bacia Molassa dos Alpes, que se estende desde a Bacia do Ródano (a Oeste) até à Baixa Áustria (a Este), passando pela Suíça e Sul da Alemanha (Pippèrr, 2011), esteve sob intensa actividade tectónica ao longo do Miocénico, forçando a elevação dos

Cárpatos, Balcãs, Cáucaso, Alpes Dináricos e Montanhas Rodopes (Ivanov *et al.*, 2011) e tendo forte influência no clima europeu e mediterrânico (Campani *et al.*, 2012).

Actualmente o clima do Oeste da Eurásia é caracterizado por condições marítimas ao longo da costa influenciadas pela Corrente do Golfo, com continentalidade aumentando com a distância à costa. Existe uma grande sazonalidade tanto na temperatura como na precipitação (Bruch *et al.*, 2011). Este registo climático começou a surgir tenuemente no Oligocénico mas é durante o Miocénico que os padrões de sazonalidade se começaram a intensificar. Apesar de tudo, este período foi mais quente que o clima actual, mesmo tendo uma $p\text{CO}_2$ inferior ou igual aos níveis pré-industriais (≤ 390 ppm) (La Riviere *et al.*, 2012).

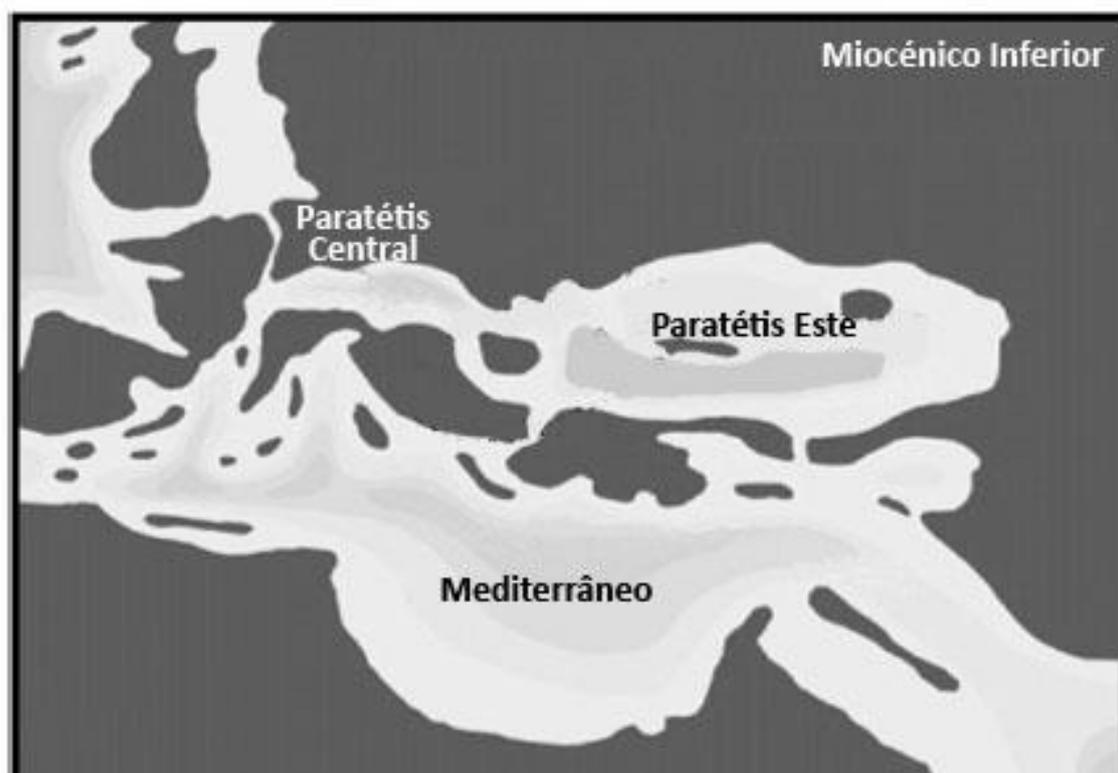


Figura 9 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Inferior (adaptado de Ivanov *et al.*, 2011).

O Miocénico Inferior (Fig. 9 - em cima), composto pelos andares Aquitaniano e Burdigaliano, está compreendido entre ≈ 23 Ma e ≈ 16 M. Nesta altura existiam glaciações unipolares, com um volume de gelo na Antárctica semelhante ao actual e ausência de gelos no Hemisfério Norte (Bruch *et al.*, 2011). Durante este intervalo iniciou-se um novo ciclo de aquecimento que durou até ao Miocénico Médio, com

apenas breves períodos de glaciação conhecidos como eventos Mi. Nesta fase o volume global de gelo manteve-se baixo e as águas de fundo marinhas subiram ligeiramente a sua temperatura. O pico de paleotemperatura ocorreu durante o COM, entre 17 e 15 Ma (Zachos *et al.*, 2001).

O Paratétis Este tinha uma TMA entre 16-18°C, com o mês mais frio entre 6-8°C e o mês mais quente entre 26-28°C. A PMA era superior a 1000 mm, sendo assim um clima subtropical (Ivanov *et al.*, 2011). As águas no Oeste e no Centro do Paratétis tinham temperaturas médias entre os 14-28°C, indicando sazonalidade (Kocsis *et al.*, 2009). Estas águas mais quentes registadas no Paratétis não eram exclusivas desta região geográfica. O clima era globalmente mais quente e possuía equinodermes termofílicos, que hoje se estendem a Sul até 25° e no início do Miocénico chegavam até 45° (Kroh, 2007). O Norte de África era também um exemplo deste clima mais quente e húmido, sendo dominado por árvores tropicais em vez de ser uma região desértica, como é hoje (Wolfe, 1985; Dutton e Barron, 1997; Jacobs, 2004).

Tabela 5 - Resumo paleoclimático do Miocénico Inferior.

Miocénico Inferior				
Temperatura	Glaciações	Volume de Gelo Antártida	$\delta^{18}\text{O}$	Observações
	Unipolares (Antártida)			Fase de aquecimento global e início de padrões de sazonalidade.
TMA Paratétis Este \approx 16-18°C	4 eventos de glaciação:			
TSO Paratétis Centro e Oeste \approx 14-28°C (sazonalidade)	Mi1	Semelhante ao actual	Oscilou entre \approx 1,4 e \approx 2,6‰	Clima global mais quente que o actual.
	Mi1a			Árvores tropicais dominam o norte de África.
	Mi1b			
	Mi2			

O Miocénico Médio (Fig. 10), composto pelos andares Langhiano e Serravaliano, iniciou-se aproximadamente há 16 Ma e durou até aos 11,6 Ma. Foi profundamente marcado pelo COM. A Zona de Clima Tropical durante este intervalo estendia-se 1000 km mais a norte do que hoje (Kroh, 2007). Árvores termofílicas, como a árvore da borracha (*Liquidambar pachyphylla*) surgiam tão a norte como o Alasca (Wolfe e Tanai, 1980), e coqueiros (*Cocos zeylanica*) estavam dispersos a sul até à Nova Zelândia (Fleming, 1975). Grandes foraminíferos, corais e moluscos termofílicos estendiam-se a norte até ao Alasca, Japão, Península de Kamchatka (região oriental da Rússia) e Oregon (Moore, 1963; Itoigawa e Yamanoi, 1990; Oleinik e Marincovich, 2001), e a sul até ao sul da Austrália e à Nova Zelândia (Fleming, 1975; Li e McGowran, 2000).

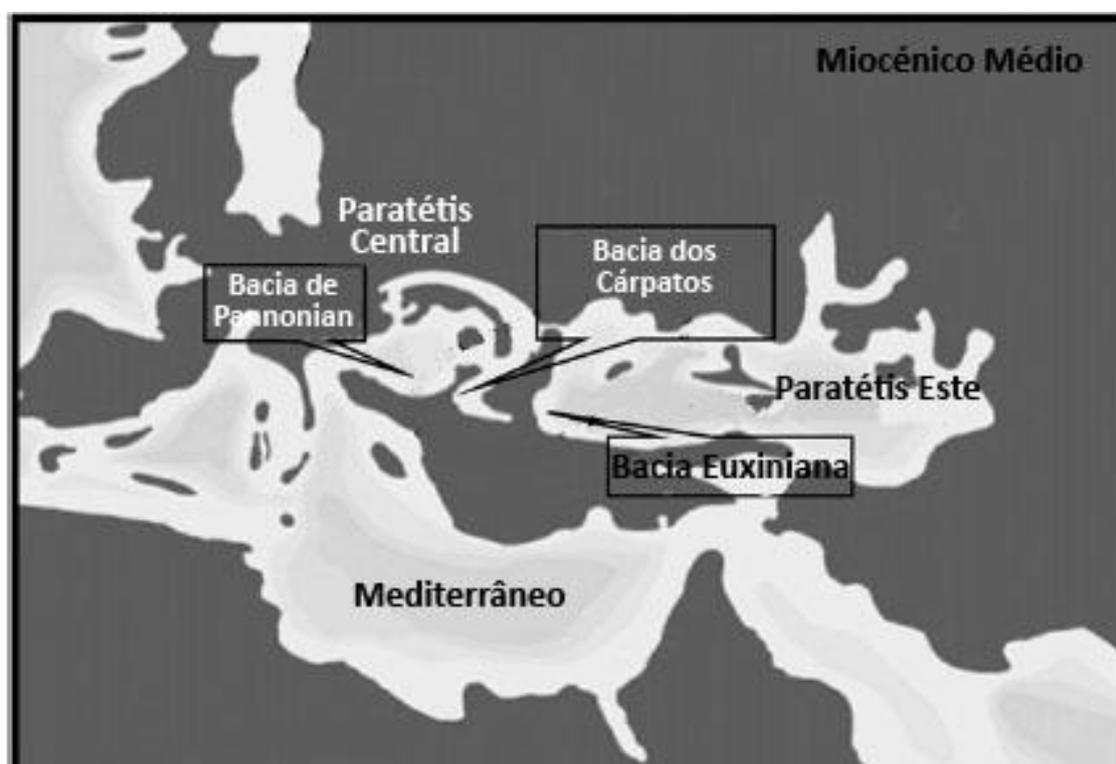


Figura 10 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Médio (adaptado de Ivanov *et al.*, 2011).

O COM com carácter global ocorreu entre 17 Ma e 15 Ma, sendo que na Europa Central se começou a manifestar mais cedo, cerca dos 18 Ma e durou até mais tarde, perto dos 14 Ma (Böhme, 2003; Domingo *et al.*, 2012). Durante este intervalo climático a temperatura média global era mais de 3°C acima da actual (You *et al.*, 2009; Böhme *et al.*, 2011), sendo nas latitudes médias 6°C acima da de hoje (You *et al.*, 2009). O clima era tropical e subtropical húmido em latitudes médias (Domingo *et al.*, 2012) e a CGEA

estava reduzida (Hauptvogel e Passchier, 2012). As temperatura das águas dos fundos oceânicos eram 6°C superiores às de hoje (Kashiwagi e Shikazono, 2003).

A Europa Central tinha uma TMA de 20-22°C e no Burdigaliano, idade em que se iniciou COM, a precipitação era abundante. Durante o Langhiano Inferior este cenário alterou-se, com um aumento da sazonalidade e períodos secos que podiam ir até 6 meses (Böhme, 2003; Bojar *et al.*, 2004). Os recifes de coral, crocodilos e mangais, entre outras espécies de fauna e flora tropicais e subtropicais, expandiram os seus territórios até às margens norte do Paratétis (Mandic *et al.*, 2011), cuja temperatura das águas era de 17-19°C nas estações frias e de 28°C nas estações quentes (Kroh, 2007; Harzhauser *et al.*, 2011).

O Mar de Faluns, no Noroeste de França (Fig. 11), um dos locais onde os Sirénios foram mais abundantes precisamente durante o Miocénico Médio (Plusquellec e Racheboeuf, 1999), tinha temperaturas que rondavam os 20±2°C, que hoje se encontram, no sector norte atlântico, apenas na Flórida, Senegal ou Mauritânia (Lécuyer *et al.*, 1996).

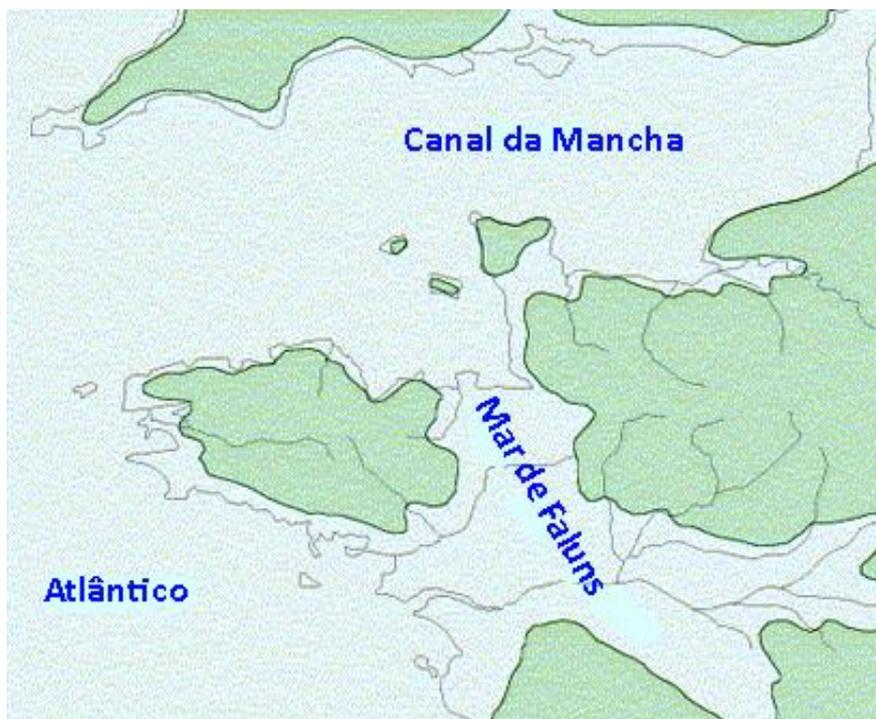


Figura 11 - Mapa paleogeográfico do Mar de Faluns no Noroeste de França (adaptado de Plusquellec e Racheboeuff, 1999)

A transição do COM (T-COM) iniciou-se por volta de 14,8 Ma. O maior arrefecimento ocorreu entre os 14,8 e os 14,1 Ma, associado ao aumento da produção de águas profundas antárticas e a um crescimento de CGEA (Böhme, 2003). A CGEA avançou

até à costa durante a T-COM e o Mar de Ross, inicialmente livre de gelo (15 Ma), apresentava, por volta de 14,2 Ma, um volume de gelo superior ao actual (Hauptvogel e Passchier, 2012). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicam precisamente esse arrefecimento, tendo começado a subir há cerca de 15-14 Ma, e continuado numa subida suave até ao final do Miocénico (6 Ma), indicando além do arrefecimento também pequenas expansões dos gelos na Antárctica Oeste e no Ártico (Zachos *et al.*, 2001). Entre 14,2 Ma e 12,7 Ma verificou-se uma redução de 6-7°C na temperatura de superfície do Pacífico (Wilson *et al.*, 2012). Como consequência destas alterações, o gradiente latitudinal de temperatura aumentou, fortalecendo as fronteiras entre zonas climáticas diferentes e aumentando a aridez nas latitudes médias. Durante o Serravaliano conclui-se a T-COM, tendo a temperatura média anual (TMA) da Europa Central descido para 14,8-15,4°C. Os crocodilos, camaleões e tartarugas gigantes que ocuparam os mares europeus durante o COM extinguiram-se na sua transição, estando totalmente extintos das costas europeias por volta de 13,5 Ma (Böhme, 2003).

Na Áustria a TMA caiu da casa das duas dezenas de graus celsius do Langhiano Inferior para os 15-19°C no final do Langhiano (Bojar *et al.*, 2004). A Bulgária sofre uma ligeira descida da TMA e da PMA ao longo do Serravaliano e do Tortoniano Inferior, sendo ambas acentuadas no Tortoniano Médio (Ivanov *et al.*, 2007). Também o centro da Península Ibérica sofre uma diminuição da TMA, no entanto a humidade na bacia de Madrid aumenta, tal como demonstra o registo fóssil de rinocerontes nessa região geográfica (Domingo *et al.*, 2012).

Durante todo o Serravaliano ocorreu na Europa uma redução de mais de 50% na precipitação (Böhme *et al.*, 2008), e cuja origem poderá estar associada não só à orogenia alpina mas também à formação do longínquo Planalto Tibetano. No Miocénico Médio os Alpes adquiriram uma elevação similar à actual, com os picos mais elevados entre 2850 e 3350 metros, exercendo deste modo o seu efeito climático, especialmente a Este, com redução da passagem do ar húmido proveniente do Atlântico Norte (Campani *et al.*, 2012). Um pouco antes da entrada no COM, o Planalto Tibetano atingiu uma elevação suficiente para gerar alterações climáticas, tais como o início das monções indianas e do aumento da aridez no interior continental. Este efeito fez-se sentir até ao Este europeu (Hoorn *et al.*, 2012; Xiao *et al.*, 2012). No entanto,

apesar do arrefecimento global durante este intervalo de tempo, as temperaturas do Paratétis e do Mediterrâneo não desceram significativamente (Harzhauser *et al.*, 2011).

Tabela 6 - Resumo paleoclimático do Miocénico Médio.

Miocénico Médio				
Eventos	Temperatura	Glaciações	$\delta^{18}\text{O}$	Observações
COM (carácter global 17-15 Ma) (Europa Central 18-14 Ma)	TMG > 3°C à actual TMG _{latitudes médias} >6°C à actual T _{fundo oceânico} >6°C à actual TSO _{Paratétis Norte} ≈ 17-19°C estação fria e 28°C estação quente TSO _{Mar de Faluns} 20±2°C	Sem eventos de glaciação. Mar de Ross sem gelo. Volume de gelo da CGEA menor que o actual	≈ 1,4‰	Zona de Clima Tropical 1000km mais a norte que hoje. Sazonalidade no continente europeu com particular incidência na pluviosidade (estação seca e estação das chuvas).
T-COM (início ≈ 14,8 Ma)	TSO _{Pacífico} desce 6-7°C TMA _{Europa Serravaliano} ≈14,8-15,4°C Temperatura do Paratétis e Mediterrâneo não se alteraram significativamente	Mi3 Mar de Ross com volume de gelo superior ao actual após esta glaciação Mi3b Mi4	≈ 2,8‰ (no final)	Extinção dos crocodilos, camaleões e tartarugas gigantes que existiam na Europa durante o COM. Redução em mais de 50% da pluviosidade na Europa. Alpes adquirem elevação similar à de hoje.

O Miocénico Superior (Fig. 12) contém os andares Tortoniano e Messiniano, estando compreendido entre $\approx 11,6$ Ma e $\approx 5,3$ Ma, e ficou profundamente marcado pela Crise de Salinidade do Messiniano (CSM). A temperatura média global era de $16-18^{\circ}\text{C}$ e a precipitação média global de $1110\text{ mm}/100\text{ m}^2$ (Micheels *et al.*, 2009, 2011).

Embora com algumas oscilações climáticas, durante esta fase acentuou-se o arrefecimento global, sendo que no contexto da Europa Central e Noroeste este arrefecimento esteve ligado ao aumento da sazonalidade (Utescher *et al.*, 2009). Foi durante o Tortoniano que se iniciaram as glaciações do Ártico, com o aumento do gradiente latitudinal e sazonal de temperatura (Bruch *et al.*, 2011; Utescher *et al.*, 2011), embora no seu início tenha ocorrido um pequeno aquecimento global com ligeiras condições húmidas na Europa. Este pequeno aumento das temperaturas globais representou um aumento de 3°C nas águas profundas do Atlântico Norte e um aumento da TMA da Europa Central, como demonstrado pelo registo austríaco, onde a TMA subiu para os $17,2-20,5^{\circ}\text{C}$ e a PMA se cifrou nos $1187-1520\text{ mm}$, com padrões de sazonalidade, sendo a estação quente mais pluviosa (Kern *et al.*, 2012).



Figura 12 - Mapa paleogeográfico da Europa, Norte de África e região do Paratétis e do Mediterrâneo durante o Miocénico Superior (adaptado de Ivanov *et al.*, 2011).

O Mar de Faluns tornou-se menos profundo, com um clima subtropical e águas frias a temperadas associadas a regime de marés (André *et al.*, 2003), enquanto no Paratétis Central o fecho da Bacia Pannoniana criou o Lago de Pannon (Harzhauser *et al.*, 2007). Ainda que a tendência fosse para o arrefecimento e o aumento da aridez, ocorreram durante o Tortoniano dois eventos de enorme pluviosidade, referidos frequentemente por eventos de *washhouse*. O primeiro, mais acentuado na Europa Central e de Este, ocorreu entre 10,7 Ma e 9,7 Ma. O segundo foi mais pronunciado no Sudoeste Europeu e teve o seu apogeu aproximadamente há 8,9 Ma. Em ambos os eventos a precipitação média foi 200% superior à actual. Entre os dois eventos, mais precisamente entre 9,7 Ma e 9,5 Ma, o clima do Sudoeste Europeu foi mais seco, como evidenciado pela substituição da vegetação de folha perene por folha caduca em Espanha (Böhme *et al.*, 2008). A influência destes períodos particularmente ricos em precipitação elevou a entrada de águas pluviais no Mediterrâneo provenientes do Norte de África entre 9,5 Ma e 8,4 Ma (Köhler *et al.*, 2010).

Apesar de todo o arrefecimento sentido ao longo do Tortoniano, a Terra era mais quente que na actualidade. As florestas boreais e biomas temperados ocorriam em latitudes mais elevadas que hoje em dia (Pound *et al.*, 2011) e a Zona de Convergência Intertropical situava-se mais a norte (Köhler *et al.*, 2010).

O Messiniano iniciou-se há aproximadamente 7,25 Ma e foi uma idade de profundas alterações no contexto europeu, em particular no Mar Mediterrâneo e suas regiões costeiras. Na transição entre o Tortoniano e o Messiniano as condições mais ou menos estáveis da primeira metade do Miocénico Superior começaram a desaparecer (Kouwenhoven *et al.*, 1999). Esta idade ficou dividida em 3 fases: 1) Pré-evaporítica (7,25 Ma a 5,96 Ma); 2) Evaporítica (5,96 Ma a 5,59 Ma); 3) Pós-evaporítica (5,52 Ma a 5,33 Ma). As duas últimas fases correspondem à CSM (Carnevale *et al.*, 2008).

A fase pré-evaporítica foi caracterizada por um clima quente e seco no sul da Península Ibérica, Norte de África e Sicília (TMA \approx 15,0-24,7°C - valores mais prováveis entre 20,5-22,5°C - e mês mais frio com temperaturas de 11-14°C; PMA \approx 350-700 mm - valores mais prováveis entre 400-500 mm) e um clima quente e húmido no Sudoeste de França (Pirenéus), Mar Negro e Norte e Centro de Itália (TMA \approx 15-19,8°C e mês mais quente com 25,5°C; PMA \approx 1000-1550 mm) (Fouquette *et al.*, 2006). No sul de Itália os

recifes tornaram-se heterogêneos, com construtores primários e secundários e baixa diversidade coralina (Bosellini, 2006).

Previamente a 6,3 Ma, eventos tectónicos na zona do Mar de Alboran (Fig. 13 e 14), reduziram as trocas entre o Mediterrâneo e o Atlântico Norte e tornaram a separação entre a Europa e Itália menos profunda, iniciando-se assim elevada evaporação do Mediterrâneo, particularmente na região sul deste mar (Fouquette *et al.*, 2006; Van der Made *et al.*, 2006), e ocorrendo uma redução drástica da circulação de fundo devido à redução da saída de água pela abertura com o Atlântico (Kouwenhoven e van der Zwan, 2006).



Figura 13 - Paleogeografia do actual Estreito de Gibraltar no início do Tortoniano (adaptado de Martin *et al.*, 2009)

Próximo de há 6,3 Ma a Península Ibérica e o Norte de África ficaram muito próximos, mas sem ligação terrestre, o que permitiu ao hipopótamo entrar na península europeia, sendo assim o primeiro animal de grande porte originário de África a colonizar espaços europeus durante o Messiniano. Duzentos mil anos mais tarde ocorreu uma breve ligação entre África e a Ibéria, e talvez Itália, e a troca de fauna intensificou-se (Van der Made *et al.*, 2006).

O nível do mar começou a subir e a ligação entre o Mediterrâneo e o Atlântico Norte foi retomada. No entanto a tectónica associada à cadeia Bética e às montanhas do Rif manteve-se em elevação, o que provocou trocas de água superficiais mas sem troca de águas de fundo. A salinidade subiu e os primeiros evaporitos começaram a formar-se por volta de 6 Ma (Van der Made *et al.*, 2006). Quatrocentos mil anos depois, em 5,96 Ma, iniciou-se a CSM propriamente dita (Fauquette *et al.*, 2006; Lozar *et al.*, 2010; Dela

Pierre *et al.*, 2011; García-Castellanos e Villaseñor, 2011; García *et al.*, 2011). A figura 14 ilustra a evolução da ligação entre o Mediterrâneo e o Atlântico desde o final do Tortoniano até ao final da CSM.

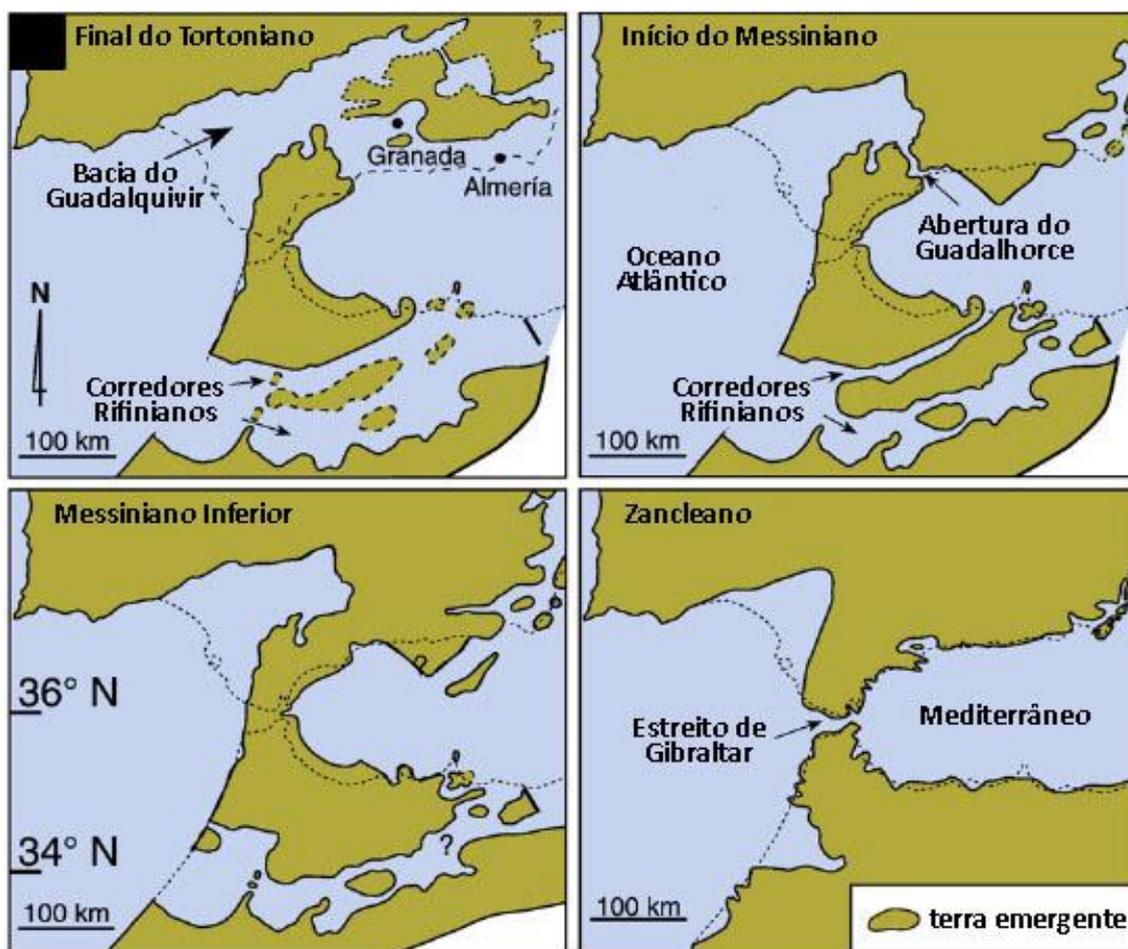


Figura 14 - Evolução paleogeográfica do actual Estreito de Gibraltar desde o final do Tortoniano até ao final da CSM (adaptado de Martin *et al.*, 2009).

Entre 5,96 Ma e 5,6 Ma depositaram-se grandes quantidades de evaporitos em bacias marginais pouco profundas. O nível do mar desceu pouco menos de 100 metros, em consonância com eventos glaciais na Antártica, entre 5,96 Ma e 5,8 Ma, tendo voltado a subir nos cem mil anos seguintes (Clauzon *et al.*, 1996; Lozaret *et al.*, 2010). Para esta descida terá contribuído o período glacial antártico entre 6,26 Ma e 5,50 Ma, composto de 18 ciclos glacial-interglacial, que fechou as glaciações do Miocénico (Hodell *et al.*, 2001).

Entre 5,6 Ma e 5,55 Ma formaram-se os evaporitos na bacia profunda do Mediterrâneo, com o fecho da ligação ao Atlântico Norte por elevação tectónica Bética e Rifiana (Clauzon *et al.*, 1996; Lozaret *et al.*, 2010; García-Castellanos e Villaseñor, 2011; Pérez-Asensio *et al.*, 2012). A evaporação de água do Mediterrâneo levou à descida do nível

do mar e as Baleares, a Córsega e a Sardenha ficaram ligadas ao continente, tendo sido colonizadas por mamíferos (Van der Made *et al.*, 2006). A descida do nível do mar gerou grande erosão costeira e por acção dos rios formaram-se grandes canhões, tais como o do Ródano ou os do Delta do Nilo (García *et al.*, 2011; García-Castellanos e Villaseñor, 2011). Na bacia de Guadalquivir ocorreram fenómenos de afloramento costeiro, fortemente alimentados por matéria orgânica proveniente de rios (Pérez-Asensio *et al.*, 2012).

Ao longo da CSM a fauna bentónica mediterrânica sofreu grandes extinções. Os foraminíferos bentónicos, por exemplo, alternaram entre a ocorrência de espécies adaptadas a ambientes com muita matéria orgânica e pouco oxigénio dissolvido e a total ausência deste grupo de protistas (Lozaret *et al.*, 2010; Dela Pierre *et al.*, 2011). Já os corais com zooxantelas (microalgas que vivem em simbiose no interior de algumas espécies de coral na zona fótica) praticamente desapareceram do Mediterrâneo no final do Miocénico (Bosellini, 2006). Não é de todo especulação deduzir que as fanerogâmicas marinhas tenham sofrido grandes reduções de biomassa e alterações nos padrões de riqueza específica (ver capítulo 4).

A abertura não esteve permanentemente fechada, mas antes alternou entre totalmente fechada e períodos de troca de águas na camada superficial. A razão destas constantes alternâncias foi a erosão das terras que afloravam e cortavam a circulação associada à constante elevação tectónica (Fig. 15) (García-Castellanos e Villaseñor, 2011).

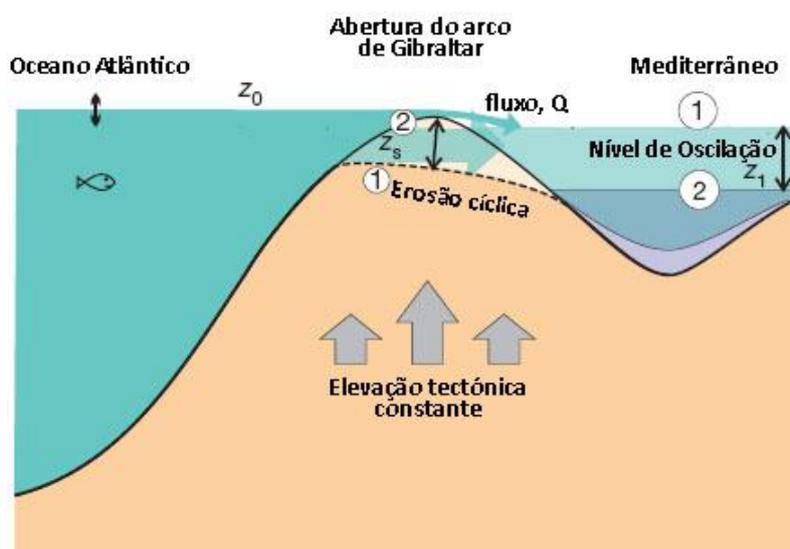


Figura 15 - Sequência de erosão e de elevação tectónica que levou a repetidos fechos e trocas superficiais entre o Mar Mediterrâneo e o Oceano Atlântico. Z_0 é o nível médio dos oceanos; Z_1 é o nível médio do Mediterrâneo; Z_s que é a variação da camada de troca (adaptado de García-Castellanos e Villaseñor, 2011)

Há 5,33 Ma ocorreu a inundação do Mediterrâneo pelo Atlântico Norte, voltando a isolar as Baleares, a Córsega e a Sardenha (Clauzon *et al.*, 1996; Van der Made *et al.*, 2006; García *et al.*, 2011). Isto deveu-se à abertura do Estreito de Gibraltar e a uma subida dos níveis dos oceanos em cerca de 10 metros fortemente influenciada pela água evaporada do Mediterrâneo (García-Castellanos e Villaseñor, 2011).

A inundação mediterrânica marca a transição do Messiniano para o Zancleano, ou seja, do Miocénico para o Pliocénico (M/P) e o fim da CSM (Clauzon *et al.*, 1996; Van der Made *et al.*, 2006; García *et al.*, 2011). Durante a M/P algumas plantas termofílicas desapareceram das costas mediterrânicas, como por exemplo os mangais, provavelmente devido às elevadas salinidades. Outras migraram para norte no final da CSM devido ao aumento de aridez costeira (Fouquette *et al.*, 2006).

Tabela 7 - Resumo paleoclimático do Miocénico Superior.

Miocénico Superior					
Idade	Eventos	Temperatura	Glaciações	$\delta^{18}\text{O}$	Observações
Tortoniano	2 eventos de <i>washhouse</i> na Europa	TMG \approx 16-18°C PMG \approx 1110 mm/100 m ²			Acentuou-se o arrefecimento global. Mar de Faluns menos profundo e com águas frias a temperadas associadas a regime de marés.
		Aumento do gradiente latitudinal de temperatura			No Paratétis ocorre o fecho da Bacia Pannoniana e forma-se o Lago de Pannon.
		Ligeiro aquecimento global no início (representou um aumento em 3°C nas águas profundas do Atlântico Norte)	Mi5		Os eventos de <i>washhouse</i> tiveram 200% mais que precipitação que a actual.
			Mi6	Oscilou entre \approx 2,6 e 3,0‰	Observa-se a substituição de vegetação de folha perene por folha caduca.
		1º <i>washhouse</i> entre 10,7 e 9,7 Ma	Primeiras glaciações árticas		A Zona de Convergência Tropical mais a norte que hoje.
		2º <i>washhouse</i> com apogeu em 8,9 Ma			Florestas boreais e biomas temperados ocorriam em latitudes mais elevadas.

Miocénico Superior					
Idade	Eventos	Temperatura	Glaciações	$\delta^{18}\text{O}$	Observações
Messiniano	CSM 1ª fase - Pré-Evaporítica (7,25-5,96 Ma)		Sem glaciações relevantes		Alteração dos recifes de corais mediterrânicos, com perda de biodiversidade. Eventos tectónicos no Mar de Alboran reduzem trocas de água entre Atlântico e Mediterrâneo. Início da subida da salinidade no Mediterrâneo.
	CSM 2ª fase Evaporítica (5,96-5,59 Ma)	TMA _{Europa} mês +quente \approx 20-25°C TMA _{Europa} mês +frio \approx 11-14°C (SO europeu) 15-20°C (Pirenéus e Centro Sul europeu)	Glaciações na Antárctida geram descida do nível do mar em pouco menos de 100m	Oscilou entre \approx 2,4 e 3,4‰	CSM propriamente dita. Evaporação do Mediterrâneo provocou a ligação das Baleares, Córsega e Sardenha ao continente. Grande alteração da fauna bentónica mediterrânica. Grande acumulação de sais no fundo do Mediterrâneo.
	CSM 3ª fase Pós-Evaporítica (5,52-5,33 Ma)		Sem glaciações relevantes		Inundação do Mediterrâneo. Europa mais árida nas zonas costeiras no final da CSM

2.4.5 Transição M/P e Pliocénico

Foi nesta transição que, após os fenómenos de constante aumento de aridez, surgiu pela primeira vez o Deserto do Saara, embora a zona central do Saara já fosse um pequeno deserto desde os 7 Ma, ou seja, desde o início do Messiniano (Micheels *et al.*, 2009). Em sentido inverso, o Paratétis desapareceu durante a M/P (Pippèrr, 2011).

O aparecimento do Deserto do Saara promoveu o arrefecimento do hemisfério norte, em particular da Europa, devido ao aumento do albedo. Além disso intensificou o aumento da aridez por redução da evapotranspiração nas zonas áridas de África (Micheels *et al.*, 2009). O arrefecimento europeu ficou visível na margem norte mediterrânica, com a Grécia e a Bulgária a apresentarem uma TMA de 13-14,5°C, sendo nos meses mais frios entre 0,4 e 5°C, e uma PMA entre 800 e 1000 mm (Kovar-Eder *et al.*, 2006). Ainda assim as temperaturas globais do Pliocénico Inferior (Zancleano) eram superiores às actuais, sendo a temperatura média global cerca de 2-3°C superior e no Ártico entre 7°C e 15°C acima das de hoje. A ilha de Ellesmere, no Ártico Canadiano, era povoada por castores e a vegetação incluía briófitas e plantas vasculares, como cedros e pinheiros (Csank *et al.*, 2011).

A redução de TSO em 5°C verificada no Pacífico Subtropical Este e no Pacífico Nordeste ao longo do Miocénico Superior acentuou-se entre o Pliocénico Inferior e as idades glaciares do Plistocénico, sofrendo ao longo deste intervalo uma diminuição de 8°C. No Pacífico Noroeste a redução de temperatura fez-se sentir até à fase inicial da CSM (redução de 3°C), voltando a sentir-se apenas há 2,7 Ma (nova redução, agora de 4°C), próximo do início do Plistocénico, aparentando ter sido mais afectada pelo ligeiro aquecimento da M/P no Pacífico Norte, que se manifestou numa subida de 3°C da TSO (La Riviere *et al.*, 2012).

Durante o Zancleano desenvolveram-se glaciares na Gronelândia e ocorreu o desenvolvimento e dispersão de plantas C4 devido ao aumento da aridez continental. As planícies abertas expandiram-se, aumentando assim os ecossistemas de pradaria. Um forte contributo para estes eventos foi a rápida elevação do Planalto Tibetano (Bruch *et al.*, 2011).

O arrefecimento global do Zancleano foi interrompido pelo PQPM, período compreendido entre 3,26 Ma e 3,025 Ma atrás. As TSO evidenciam o clima mais quente pois, embora fossem semelhantes nas latitudes baixas, eram mais elevadas nas latitudes médias e altas (Dowsett, 1996). A região da Islândia tinha TSO 6°C acima das actuais (Dowsett *et al.*, 2011) e no Mar do Norte a TSO média anual era de 16°C, enquanto hoje é de 9-11°C (Valentine *et al.*, 2011). Globalmente a temperatura era 2-3°C acima da actual (Robinson *et al.*, 2011).

O nível do mar estava cerca de 25 m acima do actual e os cinturões de vegetação encontravam-se deslocados para os pólos, o que sugere que o volume de gelo era menor (Dowsett *et al.*, 2011). No entanto, apesar de menor, era dinâmico e apresentava variações, com fases de crescimento dos gelos polares e fases de regressão (Dwyer e Chandler, 2009), o que indica ligeiras oscilações climáticas durante este evento.

Tabela 8 - Resumo paleoclimático do Pliocénico.

Pliocénico					
Idade	Eventos	Temperatura	Glaciações	$\delta^{18}\text{O}$	Observações
Transição M/P	Surge o Deserto do Saara Desaparece o Paratétis	Ligeiro aquecimento no Pacífico Norte (TSO sobe 3°C)	Sem glaciações		Arrefecimento europeu e aumento de aridez continental
Zancleano	Rápida elevação do Planalto Tibetano	Margem Norte do Mediterrâneo com TMA=13-14,5°C T _{Ártico} >7-15°C às actuais TMG > 2-3°C à actual	Desenvolvimento dos glaciares na Gronelândia	Oscilou entre 2,5 e 4,7‰ no final do Pliocénico	Arrefecimento no HN. Aumento de ecossistemas de pradaria e da aridez.
Placenciano	PQPM	TSO _{Islândia} > 6°C à actual TSO (média anual) Mar do Norte = 16°C (9-11°C hoje) TMG > 2-3°C à actual	Volume global de gelo menor. Variações no volume de gelo em ambos os polos (glaciares dinâmicos)		Nível do mar ≈25 m acima do actual

2.4.6 Discussão climática do Pliocénico

O estudo do arrefecimento do Pliocénico Inferior e do PQPM revela questões fundamentais na interpretação climática, em particular porque a disposição das massas continentais e oceânicas era muito semelhante à actual (Dolan *et al.*, 2012). Durante o Miocénico Superior o clima era mais quente que no Pliocénico Inferior, no entanto a $p\text{CO}_2$ era inferior, $p\text{CO}_2 < 350$ ppm (La Riviere *et al.*, 2012) contra os valores de 365-415 ppm do Pliocénico Inferior (Csank *et al.*, 2011). Isto implica que outras razões, que não variações na concentração atmosférica de dióxido de carbono, foram responsáveis pelas alterações climáticas globais ao longo do Pliocénico, contrariamente ao que se afirma sobre as variações contemporâneas.

A geografia continental e oceânica, bem como os padrões de circulação eram muito similares aos actuais, mas verifica-se que as temperaturas superficiais oceânicas e a distribuição de calor eram diferentes. Hoje em dia o gradiente de temperatura do Atlântico Norte entre 11°N e 80°N é aproximadamente de 27°C. Durante o PQPM era de apenas 18°C devido a temperaturas mais elevadas em altas latitudes (Robinson *et al.*, 2011). Quais seriam então as razões para estas diferenças?

Três eventos tectónicos que antecedem o PQPM são fundamentais para compreender este aquecimento global (resumo na tabela 1). A formação do Istmo do Panamá no Pliocénico Inferior, que levou ao transporte de águas tropicais mais a norte no sector Atlântico; o isolamento do Mediterrâneo durante o Messiniano, afectando a estratificação das águas do Atlântico Norte e a formação de águas profundas; e a redução de actividade no rifte Gronelândia-Escócia, o que aumentou a profundidade entre o Atlântico Norte e os mares da Noruega e da Gronelândia, permitindo a passagem de águas frias e densas do Ártico (Billups, 2002; Billups *et al.*, 2008).

O facto dos riftes Gronelândia-Escócia e Islândia-Faroé terem ficado mais fundos, várias centenas de metros, do que são actualmente levou a que a APAN chegasse mais fundo, elevando em 1°C a temperatura do fundo oceânico. O fortalecimento de correntes superficiais que transportam águas mais quentes a latitudes mais elevadas promoveu a subida de temperatura no Oceano Ártico, cujas temperaturas superficiais se tornaram 4°C superiores às actuais. Os prováveis períodos sazonais de ausência de

gelos nos mares nórdicos junto ao Oceano Ártico promoveram a redução do albedo e deste modo contribuíram para o PQPM (Robinson *et al.*, 2011).

Tabela 9 - Diferenças tectónicas entre o Miocénico Superior e o Pliocénico Inferior (Verhoeven *et al.*, 2011; La Riviere *et al.*, 2012)

	Miocénico Superior	Pliocénico Inferior
Istmo do Panamá	Aberto	Fechado
Estreito de Behring	Fechado	Aberto
Abertura da Indonésia	Mais aberto	Mais fechado

O facto de o Istmo do Panamá estar aberto implica uma termoclina mais profunda. A profundidade da termoclina determina o balanço entre a perda de calor oceânico a elevadas latitudes e o ganho a baixas. Por sua vez isto vai implicar alterações oceânicas que determinam o vapor de água atmosférico, a disponibilidade deste para a formação de nuvens e a distribuição das TSO (La Riviere *et al.*, 2012).

Entre há 4,5 Ma e 4,2 Ma o Istmo do Panamá apresentava baixa profundidade, afectando já as correntes marítimas (Verhoeven *et al.*, 2011). O fecho desta ligação entre o Atlântico e o Pacífico data, por evidência marinha, de há 3,5 Ma a 3 Ma (Placenciano) e por evidência terrestre de há 2,8 Ma (O'Dea *et al.*, 2012). A discrepância entre estes dois registos é esperada pois a vida marinha será afectada muito antes da colonização por espécies terrestres, em particular num caso onde a formação de terra emergente ocorreu por actividade vulcânica.

Quando fechou gerou alterações das correntes oceânicas à escala global, com alterações de salinidade, no transporte latitudinal de calor no Atlântico Norte e intensificou as glaciações do Hemisfério Norte e a desertificação de África (O'Dea *et al.*, 2012).

No entanto a formação desta linha de terra que uniu os dois continentes americanos não explica satisfatoriamente a intensificação do arrefecimento a elevadas latitudes, muito embora a sua influência seja, assim como a abertura do Estreito de Behring, muito significativa. Temos de inserir as variações das CAN para compreender melhor a intensificação das glaciações árticas. Quando as CAN são mais intensas transportam

águas mais quentes até latitudes mais elevadas, elevando a TSO. Tal ocorreu entre há 3,68 Ma e 3,45 Ma. Entre 3,45 Ma e 3,29 Ma atrás as CAN foram menos intensas e o transporte de calor ficou enfraquecido. Durante o PQPM, entre 3,29 Ma e 2,94 Ma atrás, as CAN foram muito intensas, situação provavelmente associada a uma elevada produção de águas profundas no Atlântico Norte (Naafs *et al.*, 2010), tal como descrito em Robinson *et al.* (2011). No último trabalho referido demonstrou-se como, durante o PQPM, uma redução da profundidade na zona do rifte da Islândia-Faroé levou ao aumento da produção de águas profundas e a uma deslocação da zona de formação para norte. Consequentemente aumentou a temperatura na região ártica, devido ao fortalecimento das correntes superficiais que transportam águas dos trópicos para norte e devido à subida de temperatura das águas profundas atlânticas e árticas. Aproximadamente há 2,7 Ma a formação de águas profundas no Atlântico Norte começou a abrandar (Robinson *et al.*, 2011). Ocorreu o enfraquecimento das CAN e verificou-se um aumento de produtividade marinha e de redução da TSO, criando as condições para o início da actual Idade Glacial (Naafs *et al.*, 2010).

CAPÍTULO 3

O AMBIENTE GALÁCTICO E O CLIMA NA TERRA

3.1 Introdução

Compreender os processos que regulam o clima no nosso planeta sempre foi um dos grandes desafios da ciência. Actualmente, indicadores que sugerem a existência de um fenómeno de aquecimento global, vieram reforçar a importância do estudo do clima no mundo científico.

A sensibilidade climática da Terra é um parâmetro fundamental para qualquer Modelo Climático Global (MCG). Para compreendermos futuras alterações climáticas globais necessitamos de uma estimativa fiável da sensibilidade climática da Terra a alterações no forçamento radiativo (Hoffert e Convey, 1992). Este parâmetro pode ser definido como o equilíbrio da alteração na temperatura média global da superfície terrestre em resposta a uma alteração no forçamento radiativo médio global (Covey *et al.*, 1996). O forçamento radiativo do clima é definido pelo IPCC como a alteração no fluxo de radiação ao nível da tropopausa, tendo em conta os efeitos de qualquer ajuste estratosférico (Haigh *et al.*, 2010). Deste modo os processos que regulam o fluxo de radiação ao nível atmosférico, tais como o coberto de nuvens, são essenciais ao estudo dos eventos climáticos. As nuvens são os maiores contribuidores para as incertezas que rodeiam as alterações climáticas (IPCC, 1996, 2007).

Os MCG têm vindo a evoluir com o conhecimento, no entanto utilizam como principal forçador do clima os gases de efeito de estufa, como o CO₂ (Pallé e Butler, 2002). A influência do coberto de nuvens ou da AS é quase sempre negligenciada (Pallé e Butler, 2002), em particular no que respeita à relação inversa entre os RC e a AS (Stott *et al.*, 2003).

O efeito das nuvens no clima apresenta duas consequências opostas: por um lado causa arrefecimento devido à reflexão da radiação solar de pequeno comprimento de onda (c.d.o.) de volta para o espaço; por outro promove aquecimento do clima através do aprisionamento da radiação de maior c.d.o. emitida pela superfície terrestre (Pallé Bago e Butler, 2000). No entanto, as nuvens reflectem mais energia do que aquela que aprisionam, levando a um arrefecimento entre 17 e 35 Wm⁻² (Svensmark, 1998), sendo o

valor actual de cerca de $-27,7 \text{ Wm}^{-2}$ (Rusov *et al.*, 2010a). Desta forma, pequenas alterações na quantidade, distribuição e/ou propriedades radiativas das nuvens têm um impacto significativo na previsão climática (Kuang *et al.*, 1998; Yu, 2002).

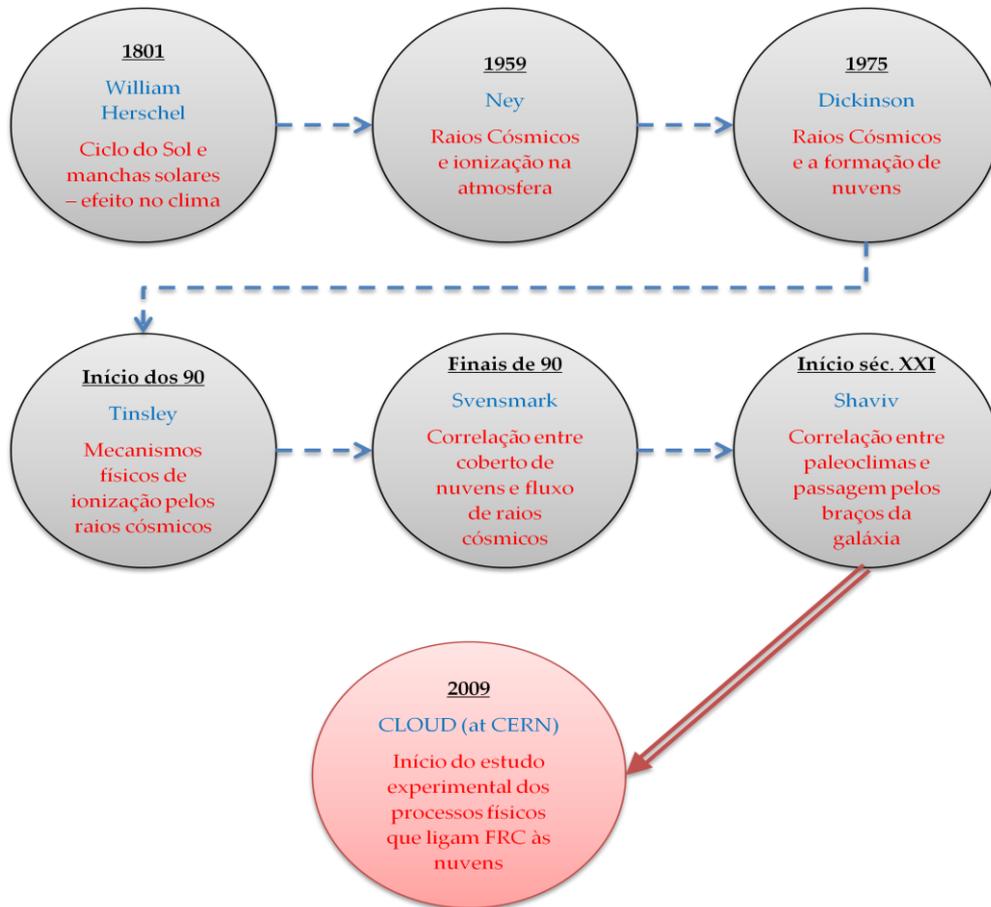


Figura 16 - Fluxograma da evolução do conhecimento relativamente aos processos de ionização da atmosfera, formação de nuvens e influência do ambiente galáctico

Hoje em dia não existem grandes dúvidas acerca da ligação entre a variabilidade solar e o clima na Terra em escalas temporais seculares, decadais ou mesmo mais curtas (Reid, 2000; Ogurtsov *et al.*, 2003). A primeira observação acerca deste mecanismo pode ser atribuída a William Herschel (1801), quando este observou que o preço dos cereais no Reino Unido se correlacionava inversamente com o número de manchas solares. Herschel sugeriu que tal se devia a variações na irradiância solar. No entanto, hoje sabemos que estas flutuações, embora sejam reais, não são suficientes para justificar alterações significativas no clima (Tinsley e Deen, 1991; Svensmark, 1998; Svensmark, 2000; Marsh e Svensmark, 2000a; Yu, 2002; Shaviv, 2002; Solanki, 2002; Usoskin *et al.*,

2004). Como tal um mecanismo indirecto ligando a variabilidade solar ao clima tem de existir (Usoskin *et al.* 2004).

Em meados do século XX, Edward Ney, num estudo publicado na Nature, apontou os raios cósmicos como fonte primária de ionização da troposfera, o que poderia afectar o clima global (Ney, 1959). O mesmo autor sugeriu que o FRC seria modulado pelo vento solar, sendo este o mecanismo indirecto que ligaria a actividade do Sol ao clima. Dickinson (1975) sugeriu que a ionização promovida pelos raios cósmicos estaria ligada ao coberto de nuvens. No entanto o estudo do efeito dos raios cósmicos no clima só começou a ganhar maior importância com os trabalhos de Shaviv e de Svensmark no final da década de 1990 e início do século XXI (ver Fig. 16 em cima). A correlação entre os RC e o coberto de nuvens da Terra ao longo de um ciclo solar foi primeiramente reportado por Svensmark e Friis-Christensen (1997), tendo observado uma correlação entre as nuvens sobre o oceano a médias latitudes e o FRC, entre 1984 e 1991. Este mecanismo foi interpretado por muitos como a peça que faltava para compreender esta interacção climática.

Como principal fonte de ionização da atmosfera, os RC estão estritamente ligados à produção de nuvens. O efeito que esta ligação tem ao nível climático é de enorme relevância pois o coberto de nuvens exerce um forte controlo no balanço radiativo (e energético) da superfície e atmosfera terrestre (Carslaw *et al.*, 2002; Yu, 2002). A sequência de relação e efeitos, de acordo com Rusov *et al.* (2010a), entre o FRC e o Clima é: *Radiação Solar* → *Variações na AS* → *Modulação do FRC* → *Variações na Nebulosidade e na Actividade de Tempestades* → *Variações no Albedo* → *Alterações no Clima*. Isto significa que as variações da AS e da radiação solar vão modular o FRC que chega à atmosfera terrestre, influenciando assim todos os processos seguintes.

Experiências laboratoriais levadas a cabo por Harrison (2000) mostram a formação de núcleos de condensação directamente por ionização ou influência de carga, sendo perfeitamente concebível que algumas destas partículas venham a gerar núcleos de condensação de nuvens (NCN) ou núcleos de gelo (NG) (Harrison e Aplin, 2001). Existem evidências observacionais e experimentais de que os RC facilitam a formação de aerossóis ultrafinos de ácido sulfúrico (10-30 nm) num espaço de tempo de poucas horas (Svensmark *et al.*, 2009). Medições recentes feitas por avião encontraram

evidências para a formação de aerossóis induzida por RC no topo da troposfera (Eichkorn *et al.*, 2002).

Os aerossóis consistem em sólidos ou líquidos suspensos na atmosfera que, devida à diferença de fase, interagem com a radiação solar incidente e a radiação planetária reflectida e emitida (Mahowald, 2011).

Pudovkin e Veretenenko (1996) encontraram reduções de nebulosidade associadas a decréscimos de Forbush. Os resultados indicaram uma redução do total de nuvens sobre a antiga União Soviética nos 2 dias após o evento de Forbush. Observaram ainda que estes resultados estavam confinados entre as latitudes de 60 e 64°N.

Os decréscimos de Forbush consistem numa redução súbita no FRC num período de horas ou dias (Tinsley e Deen, 1991; Carslaw *et al.*, 2002; Bondo *et al.*, 2009; Svensmark *et al.*, 2009). Foram primeiramente observados por Scott E. Forbush em 1937. Hoje sabe-se que são o resultado de ejeções massivas de nuvens de plasma magnético da corona solar para o espaço interplanetário e que providenciam um escudo temporário à Terra contra os RC (Cane, 2000; Cremades e Cyr, 2007). Normalmente têm uma amplitude na redução do FRC superior a 10% durante vários dias (Tinsley e Deen, 1991) e têm uma ocorrência média de 1 por ano (Bondo *et al.*, 2009). Laken e Kniveton (2011) observaram reduções no coberto de nuvens no topo da troposfera na região da Antártida durante estes eventos.

Muitas propriedades das nuvens, como a sua reflectividade e tempo de vida, são influenciadas subtilmente por uma série de processos complexos que ocorrem ao nível individual dos aerossóis e das partículas das nuvens - os processos microfísicos. Um mecanismo que ligue os RC e as nuvens poderá operar através da influência dos iões nesses processos (Carslaw *et al.*, 2002)

Existe ainda alguma controvérsia acerca deste tema (ler Erlykin *et al.*, 2009; Overholt *et al.*, 2009; Ram *et al.*, 2009), especialmente no que respeita ao facto de a observada correlação ser muito forte com nuvens baixas (NB) e quase inexistente com nuvens altas (NA). Esta tese não procura esclarecer as dúvidas acerca da relação entre o FRC e o clima. Para tal está de momento a decorrer nas instalações CLOUD, no CERN, um projecto que visa precisamente o desenvolvimento de experiências laboratoriais para medir e observar os processos, físicos e químicos, através dos quais os raios cósmicos

podem afectar a formação de nuvens (Kirkby, 2008). Neste trabalho assumiu-se que a relação existe e procurou-se desenvolver um modelo matemático que correlacionasse as variações climáticas do Cenozóico com as flutuações da radiação cósmica.

3.2 Estrutura da Via Láctea

A Via Láctea é uma galáxia espiral. Tal significa que é constituída por um Centro Galáctico (CG), envolvido pelo Bojo Galáctico, um Disco (por vezes dividido em Disco Fino e Disco Espesso) com Braços em espiral e o Halo (Fig. 17). É composta por milhares de milhões de estrelas (2×10^{11}) e vastas quantidades de gás e poeiras (ver Tabela 10 para informação sobre a massa da galáxia). As estrelas são representadas por dois grupos principais: População I, que são estrelas mais recentes, e População II, que são estrelas envelhecidas (Freedman *et al.*, 2011).

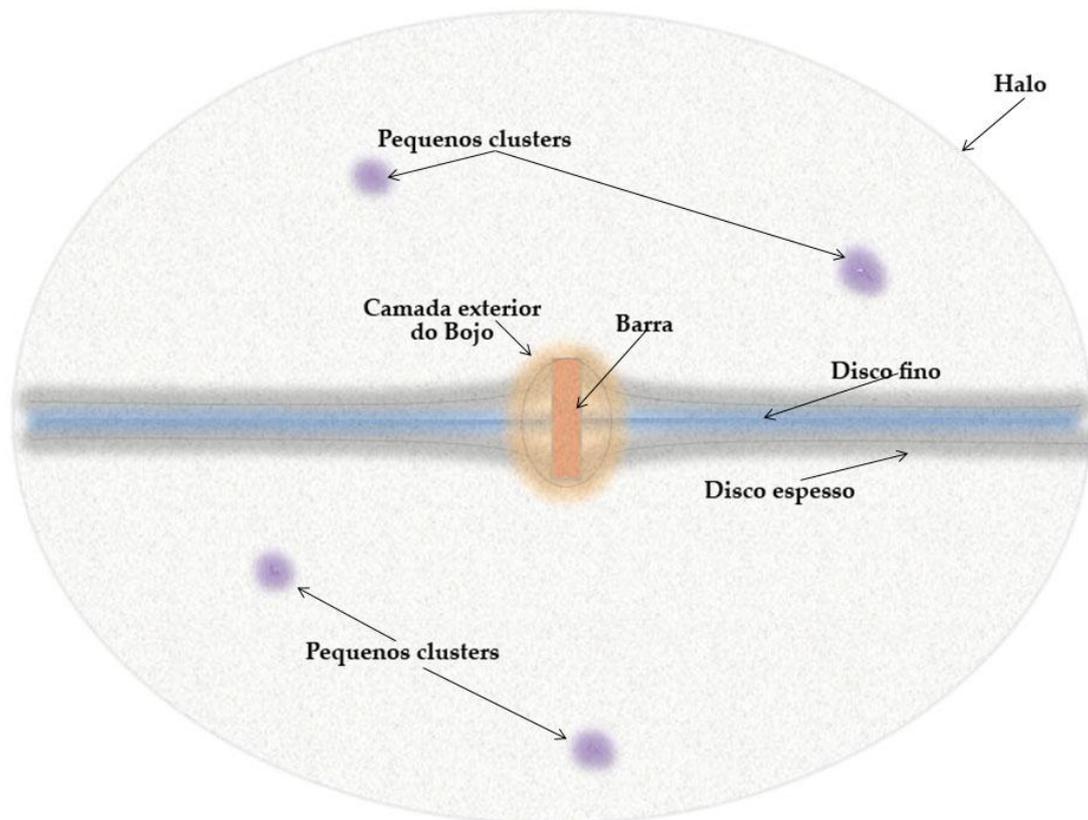


Figura 17 - Esquema da constituição da galáxia (vista do plano galáctico). Existem pequenos clusters globulares na região do Halo, ainda que este seja constituído por estrelas velhas e não tenha formação estelar.

Tabela 10 - Massa em Massas Solares (M_{\odot}) das diferentes zonas da Via Láctea e da galáxia no total (Robin *et al.*, 2003).

Massa em M_{\odot}	
Meio Interestelar	$4,95 \times 10^9$
Disco fino	$2,15 \times 10^{10}$
Disco espesso	$3,91 \times 10^9$
Camada exterior do Bojo *	$2,03 \times 10^{10}$
Halo estelar **	$2,64 \times 10^8$
Halo escuro (dentro de um raio de 50 kpc)	$4,53 \times 10^{11}$
Massa total da Via Láctea num raio < 50 kpc	$5,04 \times 10^{11}$
Massa total da Via Láctea num raio < 100 kpc	$9,97 \times 10^{11}$

* inclui todas as populações, incluindo Anãs Brancas, que representam 26%. Não inclui a zona interior do bojo nem o buraco negro central.

** excluí Anãs Brancas muito antigas, que são colocadas no halo escuro.

O Halo é o espaço que envolve as galáxias espirais. Tem uma forma relativamente esférica e é composto por estrelas velhas, pobres em metais (População II), isoladas e com elevada velocidade de translação em torno do CG. Contém gás interestelar pouco denso, pelo que não ocorre formação de estrelas novas, e é maioritariamente constituído por matéria escura. O Halo da Via Láctea tem um diâmetro de 100 kpc ou mais (Freedman *et al.*, 2011).

O CG é a zona mais interna da galáxia, também chamado de núcleo galáctico. Tem uma forte fonte de radiação rádio designada de Sagitário A* e que marca a posição de um buraco negro supermassivo com uma massa cerca de $3,7 \times 10^6$ massas solares. Envolvendo o CG está o Bojo. Este pedaço da Via Láctea tem a forma de uma barra com cerca de 2 kpc de comprimento e é muito rico em estrelas, tanto da População I como da II. No entanto já não tem formação de estrelas (Freedman *et al.*, 2011).

Por fim o Disco, zona onde estão os braços e onde se encontra o nosso Sistema Solar. O seu diâmetro é de 50 kpc e a espessura média de 0,6 kpc. O disco fino é composto principalmente por estrelas da População I, mais jovens e ricas em metais, tendo evoluído ao longo dos últimos 10 Ga. Contém estrelas até à distância de 14 kpc do CG, sendo observável gás até cerca dos 20 kpc. A sua riqueza em metais deve-se ao

enriquecimento do Meio Interestelar nestes elementos pesados por parte de estrelas que já colapsaram, em particular estrelas velhas do CG e do Bojo. É nesta parte da galáxia onde ocorre formação de estrelas, principalmente nos braços (Rocha-Pinto *et al.*, 2000a; Robin *et al.*, 2003; Freedman *et al.*, 2011). O disco espesso, tendo evoluído ao longo de 11 Ga, é mais volumoso que o disco fino, como se o envolvesse, e as suas estrelas são mais velhas, não tendo formação estelar. (Robin *et al.*, 2003).

A teoria mais aceite actualmente é de que a Via Láctea contém 4 braços principais e alguns segmentos mais curtos (Englmaier *et al.*, 2008; Churwell *et al.*, 2009; Freedman *et al.*, 2011) (Fig. 18). No entanto a estrutura da nossa galáxia pode ser muito mais irregular do que esta visão suave actual (Juric *et al.*, 2008).

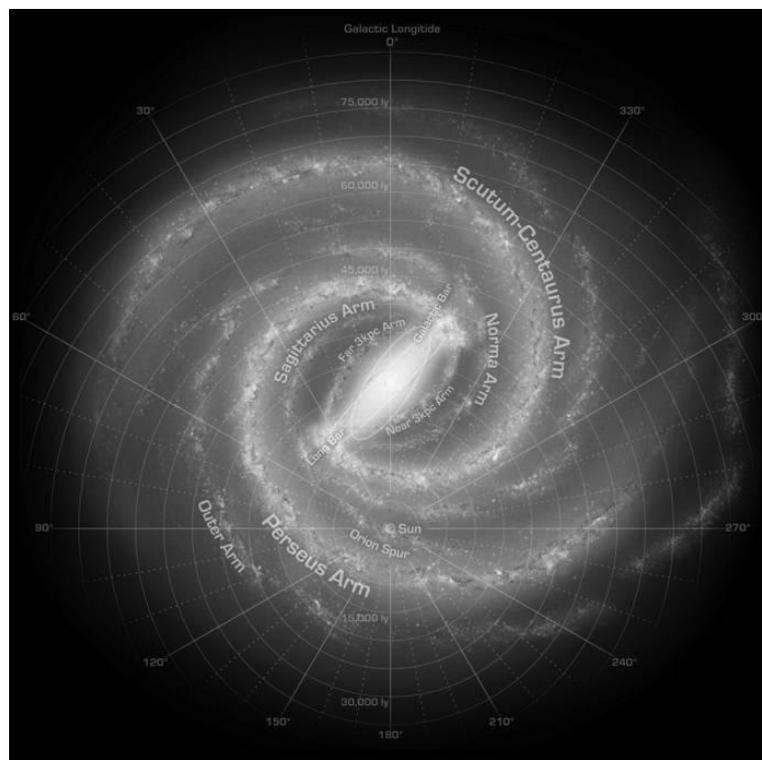


Figura 18 - Esquema aproximado da vista superior da Via Láctea. A imagem contém as coordenadas e as localizações do Sol, Braço de Órion, Braços de Norma, Sagitário, Perseus e Scutum-Centauro, e ainda os braços de 3 kpc (junto ao centro) e Exterior (para lá de Perseus) (retirado de Churwell *et al.* (2009)).

O Sol encontra-se num dos segmentos curtos, o Braço de Órion (ou Braço Local), que contém a Nebulosa de Órion e zonas de grande formação de estrelas junto à nebulosa. A sua distância ao CG é, de acordo com o *International Astronomical Union*, 8,5 kpc. Embora este seja o valor de referência, resultados recentes indicam que o valor desta distância se aproxima mais de $7,62 \pm 0,32$ kpc (Churwell *et al.*, 2009). Bordejando o Sol estão dois braços: do lado do CG o Braço de Sagitário e do lado de fora o Braço de

Perseus. Os outros dois braços, não visíveis desde a Terra, são o Norma e o Scutum-Centauro (também referido por vezes como Scutum-Crux, no entanto a direcção da tangente deste braço é para a constelação de Centauro, pelo que o nome mais adequado será o anterior) (Churwell *et al.*, 2009; Freedman *et al.*, 2011).

Outros dois braços são reconhecidos. Um junto ao CG e envolvendo o Bojo, designado de Braço de 3 kpc. O outro é o chamado Braço Exterior (Churwell *et al.*, 2009), no entanto este é mais um prolongamento do Braço de Norma que um braço distinto.

As espirais não são zonas de maior concentração de matéria que se movem em conjunto. São antes ondas de densidade, ou seja, locais onde ocorre concentração de matéria mas que não são constituídos continuamente por essa mesma matéria. A matéria atravessa os braços. No fundo são como as ondas que se formam quando atiramos uma pedra a um lago. As moléculas de água formam parte das ondas apenas temporariamente. A onda propaga-se mas as moléculas apenas sofrem variações de densidade, sendo comprimidas na zona da onda, mas não seguem com esta. Nas espirais galácticas, se imaginarmos as estrelas, gás e poeiras como moléculas de água, ocorre mais ou menos o mesmo, mas ao contrário. Isto é, as estrelas, gás e poeiras deslocam-se mais rápido que as espirais (Vallée, 2008), que são a crista da onda, e sofrem um abrandamento devido ao aumento da força gravítica, quando entram na onda (Freedman *et al.*, 2011).

Talvez a melhor analogia seja a descrita em Freedman *et al.* (2011), comparando o movimento da matéria galáctica ao tráfego numa autoestrada (AE). Numa AE todos os carros vão rápido, mas se existir um camião a velocidade lenta na estrada obriga os carros a abrandarem quando se aproximam. Para os carros o acto de abrandar é passageiro, regressando depois à sua velocidade normal. Mas o abrandamento do tráfego dura o tempo que o camião estiver naquela AE.

Se imaginarmos uma AE esférica (um pouco como a pista de automobilismo de Indianápolis), onde o tráfego flui num só sentido infinitamente, e com 4 camiões lentos em diferentes zonas da estrada, podemos visualizar as zonas de abrandamento, mais concentradas, e as zonas onde os carros estão mais dispersos e se deslocam mais rápido. Mas de onde vêm as ondas de densidade que formam os braços? E porque não desaparecem ao final de um tempo, como as ondas no lago? Existem duas hipóteses

para explicar o seu aparecimento. Podem ser geradas pelo Bojo Galáctico devido à sua forma de barra, que gera um campo gravitacional assimétrico que puxa o material da galáxia com uma força não homogênea, gerando assim ondas de densidade. Outro factor que pode ser essencial são as interações gravitacionais entre galáxias. Os factores que condicionam a existência destas ondas têm também de permitir que a enorme energia despendida na compressão de gás e poeira interestelar nos braços seja compensada, de forma a impedir o desaparecimento das ondas de densidade (Freedman *et al.*, 2011).

Quando o Meio Interestelar se comprime na passagem pelos braços forma novas nebulosas e geram-se as condições para a formação de estrelas (Freedman *et al.*, 2011). A figura 19 ilustra os locais de formação de estrelas na Via Láctea. É visível a sua tendência para se localizarem na zona dos braços.

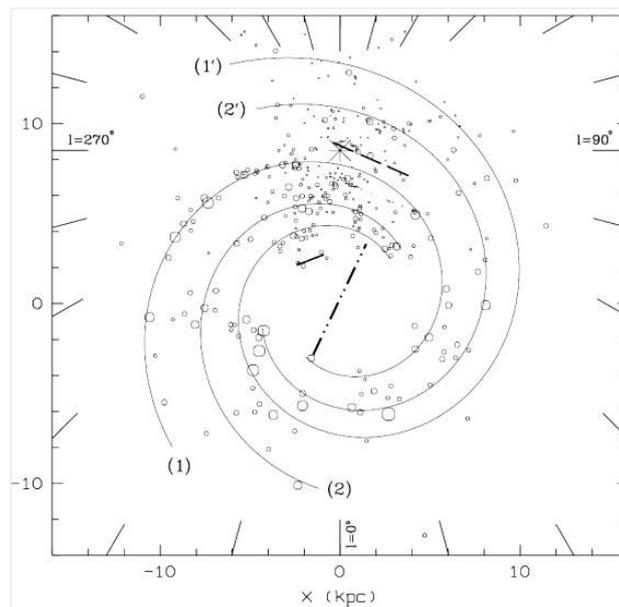


Figura 19 - O modelo adoptado é o dos 4 braços em espiral. 1) Sagitário; 2) Scutum-Centauro; 1') Norma; 2') Perseus. Os símbolos esféricos representam locais de formação de estrelas. O tamanho de cada símbolo é proporcional à quantidade de formação de estrelas. O símbolo em forma de estrela representa o local do Sol. A linha com tracejado longo representa o Braço de Órion; a linha tracejada com dois pontos intercalados representa a barra do Bojo; e a linha sólida é o Braço 3 kpc (adaptado de Russeil, 2003).

Na história da Via Láctea ocorreram 3 épocas de grande formação de estrelas: entre 9 e 7 Ga, entre 5 e 2 Ga e o último Ga (Rocha-Pinto *et al.*, 2000b). Actualmente o rácio de formação de estrelas é de 0,68 a 1,45 massas solares por ano (Robitaille e Whitney, 2010).

A estrutura da galáxia é fundamental para compreendermos o efeito que o ambiente galáctico tem no planeta Terra. O Sol, e como tal o Sistema Solar, demora cerca de 220

Ma a completar uma volta em torno do CG à velocidade de $\approx 220 \text{ km s}^{-1}$, ou $\approx 790000 \text{ km/h}$ (Svensmark, 2006b; Hou *et al.*, 2009; Freedman *et al.*, 2011). Isto significa que no intervalo temporal em estudo neste trabalho, o Cenozoico, a Terra não chegou a completar 1/3 de uma volta.

Como o Sistema Solar se desloca a uma velocidade superior à dos braços ele vai passando por estas zonas de maior densidade, onde é bombardeado com maior quantidade de radiação cósmica proveniente de uma maior número de SN próximas. Estas mudanças de ambiente galáctico devem produzir efeitos climáticos na Terra (Overholt *et al.*, 2009). A diferença de velocidade entre os braços e o material que compõe o disco, ou seja, estrelas, gás e poeiras, não é totalmente conhecida. Svensmark (2006b) coloca a diferença em $12,3 \text{ km s}^{-1} \text{ kpc}^{-1}$, enquanto Gies e Helsel (2005) utilizaram nos seus cálculos uma diferença de $11,9 \text{ km s}^{-1} \text{ kpc}^{-1}$. Shaviv (2003) definiu que a diferença será entre 1 e $13,5 \text{ km s}^{-1} \text{ kpc}^{-1}$.

3.3 Supernovas

As estrelas formam-se em nuvens frias e escuras de gás e poeiras, as nebulosas. Quando passam por um braço da galáxia, ou quando uma explosão de SN próxima ocorre, a nuvem começa a contrair devido a efeitos gravíticos. Formam-se então protoestrelas, zonas muito densas que desenvolvem a sua própria atracção gravítica e onde a pressão e a temperatura começam a subir. Quando se inicia a fusão do hidrogénio (H) significa que uma nova estrela nasceu (Freedman *et al.*, 2011).

As nebulosas activas (aquelas onde está a ocorrer formação de estrelas) são também chamadas de região HII, ou seja, região com elevados índices de H ionizado. O H encontra-se ionizado nestes locais devido à radiação UV produzida por estrelas O e B, que são estrelas jovens muito luminosas e que surgem sempre associadas a este tipo de nebulosas (Freedman *et al.*, 2011).

Nebulosas ideais para a ocorrência de formação estelar são nebulosas muito escuras, com baixa temperatura ($\approx 10\text{K}$) e grande densidade de partículas ($100\text{-}10000 \text{ cm}^{-3}$). Por comparação, o MI tem $0,1\text{-}20 \text{ cm}^{-3}$. Nebulosas com estas características são conhecidas como objectos de Barnard e glóbulos de Bok. Os primeiros têm alguns milhares de massas solares (M_{\odot}) de gás e poeiras e um volume de cerca de 10 pc, enquanto os

segundos são 1/10 dos primeiros. Ambos são constituídos por 74% de H, 25% de Hélio (He) e 1% de elementos mais pesados (Freedman *et al.*, 2011).

As SN são o resultado da fase final da vida de estrelas de enorme massa. Para gerar uma SN uma estrela tem de ter pelo menos $8 M_{\odot}$ ¹. Ao longo da sua vida o núcleo de uma estrela vai-se contraindo, aumentando a temperatura e a pressão, devido às reacções termonucleares. À medida que a temperatura aumenta, aumenta também a energia dos fótons emitidos. Quando a temperatura do núcleo atinge alguns milhões de K, os fótons têm energia suficiente para desencadear reacções nucleares que criam neutrinos. Como os neutrinos transportam energia e se escapam da estrela (Burrows e Young, 2000), esta tem de compensar esta perda energética. Fá-lo consumindo mais combustível termonuclear e contraindo-se (na Tabela 11 encontra-se a evolução de temperatura e densidade do núcleo de uma estrela com $25 M_{\odot}$) (Freedman *et al.*, 2011).

Tabela 11 - Evolução da temperatura e densidade do núcleo de uma estrela com $25 M_{\odot}$ de acordo com Freedman *et al.* (2011)

Fase	Temperatura do Núcleo (K)	Densidade do Núcleo (kg m^{-3})	Duração da Fase
Fusão do H	4×10^7	5×10^3	7×10^6 anos
Fusão do He	2×10^8	7×10^5	7×10^5 anos
Fusão do C	6×10^8	2×10^8	600 anos
Fusão do Ne	$1,2 \times 10^9$	4×10^9	1 ano
Fusão do O	$1,5 \times 10^9$	10^{10}	6 meses
Fusão do Si	$2,7 \times 10^9$	3×10^{10}	1 dia
Colapso do núcleo	$5,4 \times 10^9$	3×10^{12}	1/4 de segundo
Ressalto do núcleo	$2,3 \times 10^{10}$	4×10^{15}	Milissegundos
Explosão (SN)	$\approx 10^9$	varia	10 segundos

Quando o núcleo da estrela é convertido em ferro (Fe) deixa de ser possível gerar energia por reacções termonucleares, ficando apenas a contracção como forma de compensar a perda de energia. A contracção nesta fase é muito rápida, na ordem da

¹ Para que se compreenda melhor a massa deste tipo de estrelas, o nosso Sol tem uma massa que lhe permite queimar 6×10^{11} kg de H por segundo, tendo um tempo de vida na ordem de 10^9 anos (Freedman *et al.*, 2011).

fracção de segundo. O núcleo atinge a densidade nuclear, ou seja fica com um excesso de densidade de $4 \times 10^{17} \text{ kg m}^{-3}$ (o mesmo que comprimir a Terra até 300m de diâmetro). O arrefecimento junto ao núcleo reduz a pressão e este começa a exercer força no sentido da expansão. Esta onda de pressão vai aumentando e acelerando devido à energia fornecida pelos gases superaquecidos. Quando a sua velocidade é superior à velocidade do som, e portanto superior à velocidade das camadas superficiais da estrela, torna-se numa onda de choque. Em apenas algumas horas a onda de choque chega à superfície da estrela, o chamado ressalto do núcleo, e em milésimos de segundo uma parte desta energia escapa numa torrente de luz. Forma-se assim uma SN com o núcleo colapsado. A energia libertada no colapso é de 10^{46} J (centenas de vezes mais que toda a energia emitida pelo Sol desde a sua formação até hoje, ou seja ao longo de 4,56 mil milhões de anos) (Freedman *et al.*, 2011). Estão entre os processos mais energéticos do Universo (Donder e Vanbeveren, 2003) e atingem o mesmo brilho de uma galáxia inteira (até 10^{11} vezes a luminosidade do Sol) (Signore e Puy, 2001; Hoflich, 2006).

As SN podem gerar estrelas de neutrões, que são corpos estelares muito densos compostos por neutrões degenerados compactados, tendo cerca de 20 km de diâmetro e uma massa inferior a $3 M_{\odot}$. O seu campo magnético é 10^{12} vezes mais forte que o do Sol e tem uma velocidade de rotação de 1 s. Os polos são locais por onde sai radiação carregada. As estrelas de neutrões podem ser pulsares, quando emitem pulsos de radiação rádio, magnetars, que são pulsares com um campo magnético muito forte, ou ainda promoverem grande radiação de raios X, o que ocorre quando fazem parte de uma sistema binário. Outro possível resultado de uma SN é um buraco negro e ocorre quando os restos estelares têm uma massa superior a $3 M_{\odot}$ (Freedman *et al.*, 2011)

Durante a fase de SN as reacções termonucleares reactivam-se e são produzidos elementos mais pesados que o Fe (como o Zinco, Prata, Ouro e Mercúrio). As SN ejectam grande parte do seu material para o Meio Interestelar (uma estrela de $25 M_{\odot}$ ejecta 96%) que é usado na produção de novas estrelas (Hoflich, 2006; Freedman *et al.*, 2011; Röpke *et al.*, 2011).

O facto de as SN ejectarem tanto material para o espaço torna-as nos principais condutores da evolução química de uma galáxia (Donder e Vanbeveren, 2003; Hoflich,

2006; Röpke *et al.*, 2011). O Sistema Solar é rico em material pesado, indicando que nesta zona já ocorreu pelo menos uma SN (Freedman *et al.*, 2011). Abbot e Conti (1987) identificaram 245 estrelas O e B (com $> 40 M_{\odot}$) numa distância de 3 kpc do Sol, sustentando assim a hipótese de ocorrência de SN.

Existem dois tipos de SN, divididas em subgrupos. A Tabela 12 sintetiza-os. No entanto refira-se a frase de Kurtz Weiler, astrofísico do *Naval Research Laboratory* em Washington, que define com excelência a dificuldade de classificação das SN: “A minha regra empírica geral é: todas as SN bem observadas são peculiares. Apenas as que são deficientemente observadas se ajustam em boas classificações - para classificar, maus dados são bons. Pensem nisto desta maneira: à distância, e no escuro, todos os gatos se ajustam a boas categorias. Com uma examinação mais próxima, e à luz, eles são todos indivíduos”².

Tabela 12 - Características dos diferentes tipos de SN. A coluna da percentagem refere-se à percentagem de cada tipo de SN na Via Láctea (Signore e Puy, 2001; Freedman *et al.*, 2011; Röpke *et al.*, 2011)

Tipo	Características	%
II	SN de núcleo colapsado que ainda continham H na sua atmosfera, pelo que o H é visível na observação. Produzem mais Oxigénio (O) e Magnésio (Mg) que Fe.	57%
Ia	Sem H no restos da explosão. Grande quantidade de Silício (Si). Produzem mais Fe que O, sendo mesmo a principal fonte de Fe no ciclo cósmico. Originadas em sistemas binários.	24%
Ib	Sem H nos restos da explosão. Grande quantidade de He e sem Si. Semelhantes a SN II.	19%
Ic	Sem H, sem Si e com muito pouco He. Semelhante a SN II.	

As percentagens indicadas na tabela X podem variar, pois dependem dos parâmetros físicos que regeram a formação de uma dada galáxia, do rácio de formação global de estrelas na galáxia e na evolução estelar (Donder e Vanbeveren, 2003).

As SN do tipo II, Ib e Ic encontram-se apenas junto a locais com formação de estrelas. O tipo Ia encontra-se em galáxias onde já não ocorre formação de estrelas (Freedman *et al.*,

² Frase original: "My general rule of thumb is: any well observed SN is peculiar. Only the poorly observed ones fit nice classifications – for classifications, bad data is good. Think of it this way: at a distance, and in the dark, all cats fit a nice category. With close examination, and in the light, they are all individuals."

2011). As SN do tipo Ia são então resultantes da explosão de uma anã branca num sistema binário (Signore e Puy, 2001; Hoflich, 2006; Röpke *et al.*, 2011). Existem duas hipóteses para explicar as SN Ia, descritas em Signore e Puy (2001):

1. Explosão de Chandrasekhar: a compactação da massa da anã branca de carbono (C) e oxigénio (O) (ou O e néon (Ne) (Röpke *et al.*, 2011)) leva a um aumento de massa até ao ponto crítico ($1,37-1,38 M_{\odot}$), próximo da massa de Chandrasekhar, explodindo como SN. Pode ter origem num sistema binário, sendo o H transferido da companheira, aumentando assim a massa. Ou então pode ser uma estrela isolada onde o aumento de massa resulta da combinação entre C e O.
2. explosão sub-Chandrasekhar: a camada de He no topo do núcleo de carbono e oxigénio leva à ignição da anã branca abaixo da massa de Chandrasekhar. Este modelo só funciona quando o rácio de acréscimo de massa se encontra num determinado intervalo quantitativo. A ignição de He leva à combustão explosiva do núcleo de C e O.

Os resultados da explosão de uma SN Ia dependem da temperatura e densidade que a anã branca atingiu durante o processo. Se a densidade superar ou igualar $2 \times 10^7 \text{ g.cm}^{-3}$, a temperatura supera os $5 \times 10^9 \text{ K}$ e produzem-se elementos do grupo do Fe. Se a densidade for da ordem de 10^6 , não ocorre combustão total do silício e produzem-se os elementos Ne, Mg e O (Hoflich, 2006).

A energia libertada numa SN tem duas componentes: uma chamada de componente neutra, com uma energia de $3 \times 10^{46} \text{ ergs}$, e outra designada de componente carregada (os raios cósmicos) com uma energia de 10^{50} ergs (Tanaka, 2006). Durante os primeiros 400 a 600 anos após a explosão, uma SN é uma fonte de raios cósmicos. Continua a emitir até aos 1000 anos mas a níveis muito baixos (Telezhinsky *et al.*, 2012).

No que respeita à Via Láctea sabemos que ocorrem 2 SN por século (Tanaka, 2006), sendo 0,3 a 0,7 do tipo Ib ou Ic, e 2 a 4 Hipernovas por milénio. As Hipernovas são SN excepcionalmente grandes, associadas à formação de Buracos Negros (Donder e Vanbeveren, 2003). Historicamente são conhecidas 5 SN na nossa galáxia descritas na tabela 13.

Tabela 13 - Registo histórico de SN (Polcaro e Martocchia, 2005).

Ano	Tipo	Designação	Fonte
1006	Ia	SN1006	Mundo Árabe, China, Japão e Europa
1054	II ou Ib	SN1054	Mundo Árabe, China, Japão, Europa e talvez América do Norte
1181	II ou Ib	SN1181	China, Japão e Europa
1572	Ia	SN1572	Tycho Brahe
1604	Ib?	SN1604	Johannes Kepler

Mas, do ponto de vista da formação de estrelas, o que representam as SN? A figura 20 apresenta a razão de estrelas formadas por categoria de massa, de acordo com a Função Inicial de Massa (FIM) da nossa galáxia. A FIM consiste na quantidade de estrelas que se formam, em cada massa possível, de acordo com a composição inicial do meio. Ao observar o gráfico verifica-se que o número de SN com $8 M_{\odot}$ (massa mínima) formadas é cerca de 10000 vezes inferior ao de estrelas com 0,2 a $0,4 M_{\odot}$. Do ponto de vista percentual, o número de estrelas com 8 a $120 M_{\odot}$ representa 0,4%, ou seja, tantas quanto as formadas com a mesma massa do Sol (0,38%).

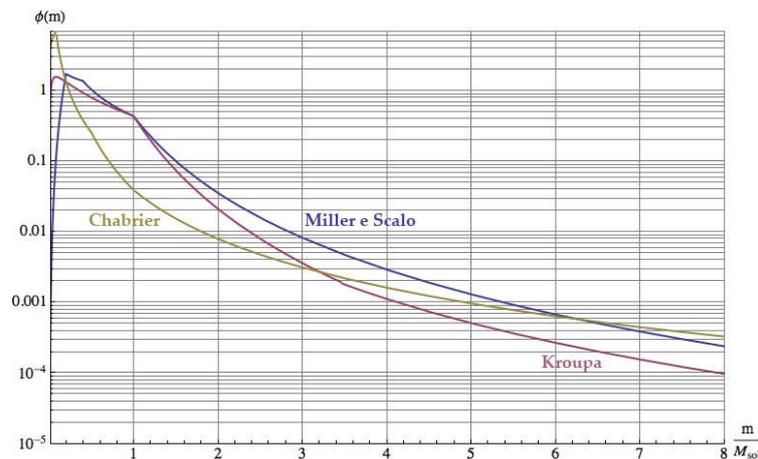


Figura 20 - Razão da formação de estrelas na Via Láctea. Azul - valores obtidos por Miller e Scalo (1979); Amarelo - valores de Chabrier (2003); Roxo - valores de Kroupa (2001).

A tabela 14 compara a percentagem de estrelas formadas com o seu significado na massa inicial. Observa-se que, apesar de representarem o grupo com menor formação de estrelas, constituem 1/5 da massa inicial.

Tabela 14 - Percentagem de estrelas formadas por categoria de tamanho, a partir da massa inicial na Via Láctea (dados de Kroupa, 2001).

Massa da Estrela (M_{\odot})	Nº formado (%)	Massa inicial (%)
0,01 - 0,08	37,2	4,1
0,08 - 0,5	47,8	26,6
0,5 - 1	8,9	16,1
1 - 8	5,7	32,4
8 - 120	0,4	20,8

Como as estrelas de grande massa vivem menos tempo que as estrelas mais pequenas, esta diferença na formação de estrelas vai reflectir-se no seu número actual. Isto é, as estrelas massivas, ao terem tempos de vida na casa dos milhões de anos (geralmente 10 Ma), vão diminuindo a sua presença na população estelar de uma galáxia, que vai ficando cada vez mais enriquecida em estrelas de massa inferior à do Sol, estrelas que vivem na casa dos mil milhões de anos (até ≈ 30 Ga). A tabela 15 apresenta os valores actuais da Via Láctea.

Tabela 15 - Composição estelar actual da Via Láctea por categoria de tamanho (dados de Kroupa, 2001).

Massa da Estrela (M_{\odot})	% do Nº actual de Estrelas	% da massa actual de estrelas
0,01 - 0,08	39,27	7,51
0,08 - 0,5	52,60	38,57
0,5 - 1	5,14	13,81
1 - 8	2,79	23,94
8 - 120	0,19	15,37

Verifica-se que existe uma redução percentual entre o número de SN formadas na massa inicial e as que actualmente existem. Contribuindo para este facto está, além do tempo de vida das SN, o facto de actualmente apenas o disco fino produzir estrelas de enorme massa.

3.4 Radiação Cósmica e Clima

3.4.1 A Radiação Cósmica e Radiação Dura

Os RC são constituídos por partículas carregadas muito energéticas (principalmente prótons com energias entre 1 e 20 GeV) originadas fora do Sistema Solar (Marsh e Svensmark, 2000a), em SN e outras fontes na nossa galáxia (Carslaw *et al.*, 2002; Amenomori *et al.*, 2011; Berezhko *et al.*, 2012). Uma SN remanescente que explodiu a 300 pc do Sol há 100000 anos pode ser responsável pela maior parte do FRC actual junto ao Sistema Solar (Vallée, 2011) e, de acordo com Tanaka (2006), se uma SN ocorrer a uma distância entre 12 e 15 pc do Sistema Solar, o FRC deverá aumentar por um factor de 4 a 8.

Visto que os RC são partículas ionizadas sofrem deflecção dos campos magnéticos que encontram ao longo do seu percurso, como por exemplo o campo magnético dos planetas do Sistema Solar e o do Sol que é transportado pelo vento solar. Dentro da heliosfera, os RC estão sujeitos a 4 processos principais de modelação: difusão, convecção, mudanças energéticas adiabáticas e dispersão das partículas devido aos gradientes, curvatura e forma do campo magnético da heliosfera (Ngobeni e Potgieter, 2011), de tal modo que apenas as partículas mais energéticas do FRC chegam realmente à atmosfera terrestre, onde são a força dominante de ionização entre 1 e 60km de altitude (Pallé e Butler, 2002; Solanki 2002: Pallé *et al.*, 2004). Dos RC que chegam à atmosfera terrestre, 98% vêm desprovidos de qualquer electrão na sua órbita e os restantes 2% são electrões e positrões (também conhecidos como antielectrões, têm a massa do electrão mas carga positiva) (Ferreira e Potgieter, 2004).

Os RC geram iões à razão de ≈ 2 pares $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ ao nível da superfície e $\approx 20\text{-}30$ pares $\text{cm}^{-3} \text{s}^{-1}$ no topo da atmosfera (Tanaka, 2006). Sendo a força dominante de ionização, são a força dominante na produção de nuvens, afectando o clima, não apenas através da ionização atmosférica (Ogurtsov *et al.*, 2003), mas também através da influência na condutividade eléctrica da atmosfera (Ram *et al.*, 2009).

Além de RC, as SN emitem radiação em praticamente todo o espectro electromagnético (Fig. 21). Quando os gases em expansão de uma SN colidem com o meio interestelar radiam energia em diversos comprimentos de onda, desde os raios gama às ondas de

rádio (Freedman *et al.*, 2011). Ao contrário dos RC, a radiação electromagnética, que é composta por fótons com diferentes energias, não sofre deflecção pelos campos magnéticos.

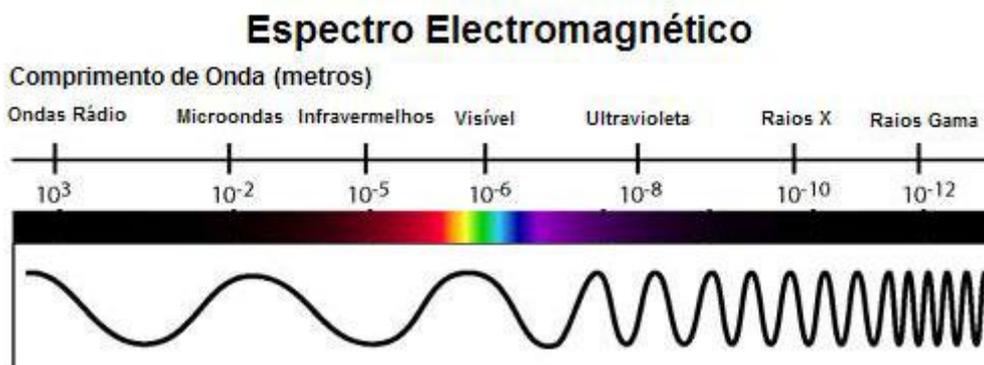


Figura 21 - Representação do espectro electromagnético.

Um evento conhecido e associado a SN originadas por estrelas de enorme massa são as ERG. São as explosões mais violentas do Universo (Zang, 2007), emitindo raios gama, que são fótons de alta energia, com energias que podem ser superiores a 10 TeV (Torres *et al.*, 2003; Vissani e Villante, 2008)³.

As ERG consistem na emissão de radiação gama durante intervalos de tempo que variam entre centésimos de segundo até 2 segundos (curta duração) ou entre 2 segundos e 1000 segundos (longa duração). As segundas são mais comuns. O facto de surgirem em todas as direcções no topo da atmosfera terrestre sugere que não são exclusivas de SN no disco da galáxia, sendo originadas também no Halo ou em galáxias distantes. Na verdade a maior distância detectada para uma ERG foi de $1,3 \times 10^9$ anos luz (Freedman *et al.*, 2011). A radiação gama provém do carácter radioactivo das ejeções de SN, com o decaimento de átomos de cobalto, ferro e níquel, o que gera raios gama (Immler e Lewin, 2003).

Além da radiação gama, também os raios-X são muito utilizados para detectar SN no Universo (Soderberg *et al.*, 2008). Com excepção das SN do tipo Ia, que parecem não emitir raios-X, todas as restantes SN emitem radiação no comprimento de onda dos raios-X durante e após a explosão. Existem diferentes mecanismos de produção de

³ Como exemplo da quantidade de energia libertada numa SN e a porção correspondente em radiação electromagnética, uma SN do tipo Ic liberta cerca de 10^{46} joules de energia, dos quais apenas 0,03% são sob a forma de radiação electromagnética. O restante é sob a forma de neutrinos e como energia para a aceleração dos detritos que se expandem na explosão (Freedman *et al.*, 2011).

raios-X, no entanto a maior parte é resultado da interacção entre a matéria do meio que circunda a estrela e o material ejectado por esta durante a explosão (Immler e Lewin, 2003).

O decaimento radioactivo em átomos de ^{56}Ni , ^{57}Ni , ^{56}Co , ^{57}Co , ^{44}Ti e ^{22}Na que ocorre durante as SN pode também produzir raios-X, tal como foi observado na SN 1987A. Em escalas temporais mais curtas imediatamente após a explosão (≈ 1000 s), explosões de raios-X de elevada energia ocorrem nas fases de ruptura da superfície estelar, como observado em SN 2006aj. Rápidas emissões de raios-X durante os primeiros ≈ 10 dias podem surgir devido a um arrefecimento de Compton (transferência de energia de electrões estacionários para fotões, levando ao arrefecimento da zona de explosão), quando a temperatura da fotosfera é superior a 10^4 K. Fotões ópticos sofrem dispersões sucessivas em electrões sobreaquecidos e podem atingir energias na ordem dos raios-X. Em fases posteriores, após a formação de uma estrela de neutrões, também podem ocorrer pulsos de emissão de raios-X, detectados nos receptores terrestres quando a nebulosa permite a sua saída (Immler, 2007).

A detecção de raios-X na Terra tem também as suas condicionantes. A atmosfera terrestre é opaca aos raios-X, absorvendo-os. Isto exige que os detectores se encontrem acima da camada de absorção (Fig. 22) (Immler, 2007).

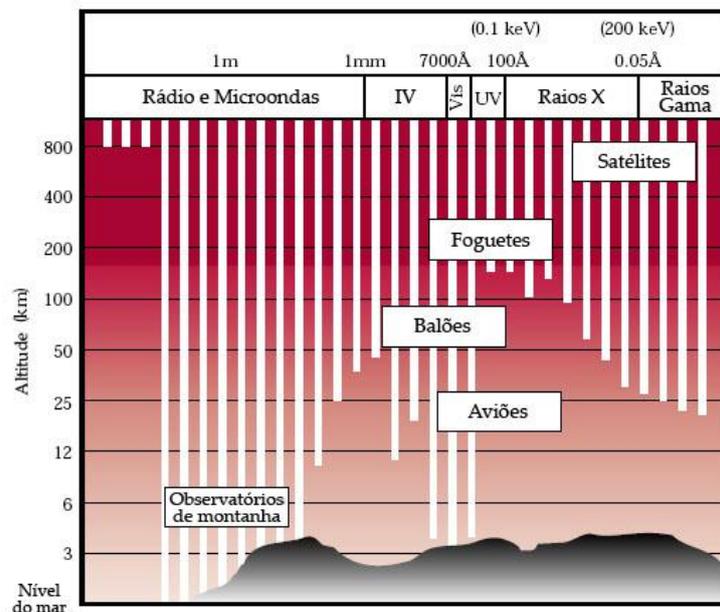


Figura 22 - Esquema de absorção dos diferentes comprimentos de onda do espectro electromagnético na atmosfera terrestre. Estão indicados os diferentes tipos de detectores às altitudes adequadas a cada um deles (adaptado de Tucker, 1995).

Tal como é perceptível na figura acima, os raios gama apresentam a mesma limitação. Muito poucos raios gama penetram totalmente a atmosfera terrestre. A maioria, tal como os raios-X, é absorvido.

Tipicamente os raios-X e os raios gama são travados na baixa estratosfera (20-30 km) através da difusão de Compton, que resulta na ionização do azoto molecular e formação de óxido nítrico e compostos ímpares relacionados (NO_x). A principal consequência deste processo advém do facto de os compostos NO_x serem catalisadores da destruição do ozono. No final do século XX estimava-se que cerca de 45% da remoção de ozono era promovida por este mecanismo (Thorsett, 1995)⁴.

O facto de promoverem a ionização na estratosfera torna estas duas radiações electromagnéticas como elementos activos nos mecanismos de produção de nuvens, tal como se verá no ponto 3.4.3 deste capítulo.

3.4.2 A Actividade Solar

Dickinson (1975) afirmou que "flutuações relacionadas com o sol são importantes para alguns aspectos da nebulosidade. Essas variações estão provavelmente ligadas a variações na produção de ionização próximo da tropopausa provocadas pelos raios cósmicos galácticos".

O FRC é modelado pelo vento solar (Marsh e Svensmark, 2000a; Pallé e Butler, 2002; Yu, 2002; Carslaw *et al.*, 2002; Shaviv, 2002; Shaviv e Veizer, 2003; Shaviv, 2005) e ocasionalmente é enriquecido com partículas solares (Tinsley e Deen, 1991). O vento solar é um fluxo contínuo de partículas energéticas carregadas (protões e electrões com energias \sim KeV) que são libertadas do Sol como um plasma. Levam a assinatura do campo magnético solar através do espaço interplanetário, fazendo exercer a sua influência possivelmente até 200 UA - heliosfera (Marsh e Svensmark, 2000b).

⁴ Se as fontes de ERG estão distribuídas pela galáxia, então é esperado que algumas ocorram próximo da Terra. Por exemplo, os sistema binário PSR B1534+12 (composto por 2 estrelas de neutrões) irá fundir-se dentro de $\approx 10^9$ anos e está a 0,5 kpc da Terra. Uma ERG a esta distância banhará a Terra com $\approx 3,5 \times 10^8$ erg cm², equivalente a 10⁴ megatoneladas de TNT (por comparação, o total da energia química da camada de ozono é de 3000 megatoneladas). Um evento desta magnitude destruirá a camada de ozono por vários anos, afectando profundamente a biodiversidade. Supõe-se que podem ocorrer eventos destes com intervalos na casa das centenas de milhões de anos (Thorsett, 1995).

O sinal da variabilidade solar no coberto de nuvens baixas (NB) é dominante em escalas temporais superiores a 1 ano (Marsh e Svensmark, 2000a).

Quando a AS está no seu máximo, o campo magnético solar é mais forte e menos partículas atingem a Terra; quando a actividade é mínima o inverso ocorre (Pallé e Butler, 2002; Chowdhury *et al.*, 2011). O ciclo de 22 anos do Sol manifesta-se na actividade geomagnética (Ogurtsov *et al.*, 2003), provocando variações do FRC ao longo de um ciclo de cerca de 15%, devido às variações da intensidade do vento solar (Carslaw *et al.*, 2002). Esta variação é mais pronunciada em latitudes elevadas devido à maior intensidade dos RC nas regiões polares (fruto do efeito do campo magnético terrestre) (Ogurtsov *et al.*, 2003). A variação do FRC é assim significativamente maior que a da irradiância solar (Tinsley e Deen, 1991), fortalecendo o seu papel de elo de ligação Sol-clima.

É possível estudar as variações da AS e do FRC através do radioisótopo ^{10}Be . Este radioisótopo é produzido por interacção dos RC com moléculas de ar no topo da atmosfera. O seu rácio de produção histórico pode ser deduzido a partir de cores de gelo amostrados em grandes glaciares. Como a intensidade dos RC é modulada por processos associados ao fluxo magnético solar, a produção de ^{10}Be é suposto seguir as variações da AS (Solanki, 2002).

Outra forma de influência da AS no coberto de nuvens manifesta-se na influência do Sol no fitoplâncton. A principal fonte de NCN sobre os oceanos é o dimetilsulfureto (DMS), que é produzido pelo fitoplâncton (Rusov *et al.*, 2010a). Em particular a espécie *Emiliania huxleyi*, que muitas vezes domina os *blooms* fitoplanctónicos, produz enormes quantidades de DMS (van Rijssel & Gieskes, 2002). Cerca de 40% do coberto de nuvens anual depende da disponibilidade deste aerossol, que por sua vez depende da actividade planctónica. Como o fitoplâncton está dependente da AS, tanto no que respeita a temperatura como a luminosidade, a AS condiciona a disponibilidade de DMS para a produção de nuvens (Rusov *et al.*, 2010a).

3.4.3 Mecanismos Físicos

Antes de se abordarem os mecanismos físicos é fundamental esclarecer que os aerossóis, em particular o ácido sulfúrico (H_2SO_4) presente na atmosfera, são

fundamentais na produção de nuvens (Rusov *et al.*, 2010a), tal como demonstrado no trabalho de Bollasina *et al.* (2011) relativo à monção indiana.

Os aerossóis actuam como NCN (aquela fracção de aerossol com diâmetro suficiente, tipicamente $>0,1 \mu\text{m}$, para agir como núcleo na formação de gotículas), aumentando assim o número de gotículas nas nuvens, que tendem deste modo a diminuir o tamanho das partículas. Este efeito é conhecido como o Efeito de Towmey, e foi descrito por Towmey em 1977.

O número de concentração das gotículas numa nuvem, que é portanto determinado pela população de NCN, é uma quantidade chave do processo, sendo a abundância de NCN determinada tanto pelo nível de supersaturação como pelo número de aerossóis presentes na atmosfera capazes de agir como NCN (Marsh e Svensmark, 2000b). De acordo com Carslaw *et al.* (2002), os dois mecanismos através dos quais os RC podem afectar a concentração de gotículas ou de partículas de gelo são:

1. *Mecanismo ião-aerossol em ar limpo (Ion-aerosol clear-air mechanism)*: este mecanismo baseia-se na perspectiva de que a presença de iões aumenta o nascimento e o crescimento de partículas de aerossóis na atmosfera. Uma fracção destes deverão crescer para NCN.
2. *Mecanismo ião-aerossol junto a nuvem (Ion-aerosol near-cloud mechanism)*: não é tão compreendido. Centra-se no facto de que a carga eléctrica do aerossol (e como esta carga varia com a taxa de ionização) é muito diferente próximo das nuvens e em ar limpo. Esta proposta baseia-se em observações das perturbações no campo eléctrico e na condutividade vertical da corrente causadas pela presença de uma camada de nuvens. Estas perturbações fazem com que a parte superior de uma nuvem estratiforme fique mais positivamente carregada do que o ar acima.

Trabalhos recentes de modelação (Yu e Turco, 2001) sugerem que a presença de cargas serve para baixar a barreira de nucleação e estabilizar as partículas embrionárias. Isto permite que a nucleação ocorra em ambientes com menor concentração de vapor do que aconteceria numa atmosfera não ionizada, sendo o rácio de nucleação de aerossóis ultra finos limitado pela ionização gerada pelos RC sobre os oceanos e pela concentração de gases traço, como o H_2SO_4 , no topo da atmosfera. Estes modelos indicam que a taxa de nucleação de partículas de aerossol em regiões limpas da

atmosfera, tais como a camada limite marinha, é frequentemente limitada pela taxa de produção iónica dos RC. Além de aumentar a nucleação, partículas carregadas de aerossóis resultantes da ionização pelos RC podem também crescer mais depressa do que partículas não carregadas, devido ao aumento da taxa de condensação de moléculas polares - os cálculos sugerem pelos menos por um factor de 2 no crescimento de 1 para 5nm (Yu e Turco, 2001). Os modelos de Yu e Turco (2001) sugerem ainda que uma variação de 20% na taxa de ionização na baixa atmosfera poderá levar a uma alteração de 5 a 10% na concentração de aerossóis com 3 a 10nm de diâmetro. Algumas destas partículas vão certamente contribuir para a população de NCN, no entanto a fracção de NCN originada pela ionização dos RC vai depender de muitos factores, incluindo a disponibilidade de gases condensáveis, fontes directas de NCN e processamento de nuvens. Interessantemente, os resultados do modelo sugerem também que a modelação da concentração de aerossóis será maior na parte mais baixa da atmosfera, onde a taxa de ionização é um factor limitante na formação de novas partículas, e não a maiores altitudes, onde a intensidade dos RC é maior (Yu e Turco, 2001; Yu, 2002). Este resultado teórico pode ajudar-nos a compreender porque é que a correlação FRC-clima é, de acordo com Marsh e Svensmark (2000a,b), aparentemente, apenas com as NB.

As consequências do aumento na concentração de gotículas são duas: aumento da reflectividade das nuvens e supressão da precipitação, e como tal, aumento do tempo de vida das nuvens. Este efeitos já foram observados na atmosfera (Brenquier *et al.*, 2000; Rosenfield *et al.*, 2000).

Mas, e qual será o efeito global de alterações na intensidade dos RC na carga de aerossóis nas fronteiras das nuvens (limites das nuvens)? Primeiro, a taxa de ionização local é proporcional à intensidade dos RC, assim a taxa à qual os iões são fornecidos é afectada directamente. Segundo, o campo eléctrico atmosférico, e consequentemente a velocidade do movimento de iões em direcção ao limite da nuvem, são também modelados pelos RC (Markson, 1981). Um decréscimo de longo prazo do campo eléctrico atmosférico é aparente durante o último século (Harrison, 2002). Como tal, alterações da intensidade dos RC devem modelar a magnitude das cargas dos aerossóis

à volta das nuvens, com consequências possíveis para os processos microfísicos envolvendo aerossóis e gotículas (Carslaw *et al.*, 2002).

Os resultados de Svensmark *et al.* (2009) mostram evidências globais da influência da variabilidade solar na nebulosidade e nos aerossóis. Independentemente do mecanismo, a perda de iões na atmosfera durante os eventos de decréscimo de Forbush reduzem o conteúdo em nuvens líquidas sobre os oceanos. A resposta que se observa a variações relativamente pequenas no total de ionização é tão marcada que sustenta a hipótese de que, uma grande fracção das nuvens da Terra é controlada pela ionização.

Tinsley e colegas (Tinsley e Deen, 1991; Tinsley, 2000; Zhou e Tinsley, 2007) sugeriram que a electrificação aumenta a eficácia dos aerossóis como formadores de núcleos de gelo. Existe algum suporte teórico e experimental para isto, pois a remoção de aerossol por gotas de água é substancialmente aumentada se os aerossóis estiverem carregados. A nucleação de gelo pode assim ser aumentada se o varrimento (*scavenging*) de partículas carregadas aumentar rapidamente com a carga do aerossol. Aumentos da taxa de varrimento dependem da presença de aerossóis fortemente carregados e do seu transporte para a nuvem. A ionosfera é carregada com um potencial de cerca de 250kV devido ao fluxo ascendente de uma corrente de cerca de 1000A proveniente das nuvens convectivas altamente electrificadas por todo o globo (Williams, 2005). A corrente de retorno é na forma de densidade de corrente, J_z , sendo descendente através da espessura da atmosfera até à superfície. J_z está entre 1 e 6 pA m⁻², dependendo na elevação da superfície, no *output* de geradores de tempestades tropicais, do coberto de nuvens e do conteúdo em aerossóis na coluna atmosférica, nas emanações radioactivas da superfície terrestre, do FRC e ainda de outros *inputs* modelados pelo clima, tais como protões e electrões energéticos e sistemas de correntes auroreais que afectam o potencial ionosférico nas zonas polares (Zhou e Tinsley, 2007).

A taxa de ligação dos iões aos aerossóis é directamente proporcional à sua concentração, afectando a distribuição das cargas nos aerossóis, iões e gotículas.

J_z é controlado pela potencial ionosférico (V_i) e pela resistência da coluna atmosférica local (R), assim que J_z é dado por V_i/R . Existem variações de V_i em várias escalas temporais, desde a variação diurna às escalas temporais de Milankovitch da variação orbital (Zhou e Tinsley, 2007). Estas variações são em resposta a forçamentos externos e

internos (como os RC ou alterações do clima tropical). R pode variar várias dezenas de pontos percentuais nas latitudes altamente geomagnéticas em resposta a variações do FRC ao longo do ciclo de 11 anos solar. Associado a estas alterações estão consideráveis alterações de J_z . O FRC modelado pelo Sol é importante na modelação de J_z já que este actua sobre a microfísica das nuvens, gerando camadas electricamente carregas à medida que flui pelos gradientes de condutividade nas nuvens que ascendem de zonas com gradiente de concentração de gotículas (Ram *et al.*, 2009). O FRC actua assim directamente sobre o campo eléctrico atmosférico ao longo de todas as camadas da atmosfera, mediando ainda a nucleação do vapor de água e de aerossóis na tropopausa (Serrano *et al.*, 2006).

Uma variação de 50% de J_z pode causar até 40% de variação de carga nas partículas e gotículas. Estas variações afectam os processos de colisão entre partículas e gotículas que constituem os núcleos de formação de gelo e os núcleos de condensação (Tinsley *et al.*, 2000, 2001, 2006), podendo assim afectar a nebulosidade e o clima. As variações no FRC em escalas temporais de décadas a milénios produzem alterações em J_z com potencial para causar variações climáticas de longo termo (Tinsley *et al.*, 2007).

A ionização gerada pelos RC mantém a atmosfera como um plasma de condutividade eléctrica, permitindo que uma corrente eléctrica contínua passe entre a ionosfera e a superfície terrestre. Este rácio de ionização varia entre dois pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ junto à superfície e 40 pares de iões $\text{cm}^{-3}\text{s}^{-1}$ no topo da troposfera. Os iões positivos e os electrões criados pelos RC interagem rapidamente com moléculas na atmosfera e são convertidos em clusters de iões complexos, positivos e negativos, chamados de pequenos iões. Estes pequenos iões são perdidos através de vários mecanismos, tais como recombinação ião-ião, anexação ião-aerossol e, nas nuvens, anexação ião-gotícula (Carslaw *et al.*, 2002).

Na troposfera, excepto para o 1º ou 2º km acima da superfície, a taxa de produção de iões é determinada pelo FRC, sendo que este último aumenta rapidamente com a altitude (Zhou e Tinsley, 2007). Um dado valor de J_z causa maior acumulação de carga no espaço em gotículas e aerossóis de NB quando comparado com NA, e maior electrovarrimento (*electrosacaveging*) (Tinsley *et al.*, 2000, 2001, 2006). Esta maior

influencia nas cargas de NB em relação às NA pode ser o factor que explica as observações de Marsh e Svensmark (2000b).

Quando se aplicam modelos de efeitos eléctricos na microfísica das nuvens os resultados são consistentes com as observações das respostas meteorológicas aos processos que afectam J_z , sugerindo que a acumulação de carga no espaço em camadas de nuvens afecta a microfísica das mesmas ao ponto de ser capaz de causar efeitos mensuráveis no clima (Zhou e Tinsley, 2007).

Ram *et al.* (2009) propõem o seguinte mecanismo para o efeito da AS, em ausência de vulcanismo, na acumulação de poeiras:

aumento da AS → diminuição no FRC → diminuição na corrente ar-terra → diminuição de contactos para nucleação → diminuição da precipitação → aumento das poeiras

Para uma redução da AS uma sequência correspondente leva à redução das poeiras. Este cenário é particularmente efectivo a elevadas latitudes e durante períodos glaciais visto que o FRC tem maior amplitude nestas latitudes e porque os núcleos de formação de gelo estão rapidamente disponíveis devido à elevada acumulação de poeiras da atmosfera em tempos glaciais (Kumai (1977) mostrou que as argilas são excelentes núcleos de formação de gelo e que constituem a maioria dos núcleos de neve depositados na Gronelândia) (Ram *et al.*, 2009).

3.4.4 Casos de Estudo

Existem vários indícios da ligação entre a AS e variações climáticas no nosso planeta, tais como a monção do oceano Índico (Neff *et al.*, 2001), avanços glaciais na Escandinávia, expansões da circulação atmosférica polar Holocénica sobre a Gronelândia e o abrupto arrefecimento nos Países Baixos há cerca de 2700 anos. Intimamente associados a estes últimos três eventos estão aumentos significativos dos gelos no Atlântico Norte, o que indica, caso os gelos e a hidrografia do Atlântico Norte estejam fundamentalmente ligados à AS, que na interpretação a escalas seculares ou milenares o Sol tem um papel muito mais preponderante do que tem sido assumido (Bond *et al.*, 2001).

Entre o ano 1000 e o ano 1300 a AS foi muito intensa, coincidindo com o período quente medieval. Neste período os Vikings instalaram-se na Gronelândia, cultivando

milho e criando gado. Após 1300 a AS diminuiu consideravelmente, atingindo o mínimo de Maunder no final do século XVII, e a Europa mergulhou num período frio conhecido por Pequena Idade do Gelo. O frio foi severo, com o Tamisa a gelar regularmente e com o crescimento dos glaciares alpinos, estendendo-se até meados do século XIX (Svensmark, 2000; Solanki, 2002). Durante este período o Sol estava entre 2 e 4 Wm⁻² menos brilhante do que está hoje (Solanki, 2002) e a TMG era 1°C inferior à actual (Yu, 2002).

Durante o século XX a actividade solar aumentou outra vez, tendo dobrado o fluxo magnético solar (Solanki, 2002), estando no seu máximo de actividade dos últimos 600 anos (Svensmark, 2000)

Shindell *et al.* (2001) demonstraram que uma redução estimada em 0,25% da irradiância solar durante o mínimo de Maunder resultou em padrões climáticos sobre o Hemisfério Norte semelhantes aos associados com o estado mínimo do índice Oscilação do Ártico (AO)/Oscilação do Atlântico Norte (NAO). As suas simulações mostraram que a redução do *output* solar levou à redução da humidade sobre o Alasca e ao decréscimo das temperaturas da superfície oceânica em diversos pontos do Atlântico Norte. Este padrão é consistente com o proxy (¹⁰Be e ¹⁴C) utilizado por Hu *et al.* (2003) e Bond *et al.* (2001), suportando a hipótese de que variações solares podem ter consequências climáticas ao nível hemisférico através da alteração do AO/NAO. No entanto, no Atlântico Norte, os registos climáticos em escalas milenares são discordantes com a anomalia do AO/NAO, sugerindo que a APAN tem um controlo climático na região. Bond *et al.* (2001) sugerem que através do seu efeito no gelo oceânico, as variações do Sol afectam a formação da APAN, e assim amplificando os efeitos de pequenas variações na irradiância solar no clima da Terra durante o Holocénico (Hu *et al.*, 2003).

Períodos de oscilação próximos de 22 anos foram encontrados no ritmo das secas do oeste Americano (Mitchel *et al.*, 1979), em temperaturas do centro de Inglaterra (Burroughs, 1994), em registo de isótopo de oxigénio na Gronelândia (Hibler e Johnsen, 1979), em séries dendrocronológicas do norte da Fenoscândia e península de Kola (Raspopov *et al.*, 1998), em registos dos anéis de árvores na Rússia (Bitvinskas, 1971; Kocharov *et al.*, 1986; Dergachev *et al.*, 1978), em temperaturas e humidade na Suíça

(Pudovkin e Morozova, 1999) e em medições experimentais da temperatura global (Peristykh e Damon, 1998), acentuando os indícios de ligação com o ciclo de 22 anos do Sol (Ogurtsov *et al.*, 2003).

Relativamente a variações na corrente eléctrica e tempestades de inverno foi reportada a sua relação com a AS no Hemisfério Norte. Quando a AS é mínima o FRC e a corrente eléctrica são mais intensos e acentuam-se as tempestades de inverno, com aumento da concentração de NCN, do rácio de produção de iões e de vórtices de tempestade (Tinsley, 2012).

Serrano *et al.* (2006) desenvolveram um estudo do efeito do FRC sobre Lisboa. Encontraram uma forte relação entre o FRC e anomalias do campo eléctrico atmosférico. Mas esta correlação tinha uma particularidade: era mais forte no inverno que no verão. Duas possibilidades foram apresentadas: **1)** a maior humidade durante o inverno torna o FRC mais eficaz na formação de NC; **2)** a fronteira da camada de convecção (é a zona mais baixa da troposfera, também chamada de camada de mistura atmosférica) encontra-se reduzida no inverno, gerando uma corrente eléctrica *ohmica*, ou seja, uma corrente proporcional à diferença de voltagem entre dois pontos e inversamente proporcional à sua resistência, permitindo maior eficácia aos RC.

Os primeiros resultados do projecto CLOUD começaram a ser publicados em 2010, deixando fortes indicações de que, devido ao FRC, os mecanismos de nucleação iónica são realmente fontes de aerossóis atmosféricos (Duplissy *et al.*, 2010). No ano seguinte uma nova publicação associada aos resultados do projecto quantificou a nucleação de partículas de ácido sulfúrico na troposfera por influência do FRC. A ionização gerada pelos RC aumenta a razão de nucleação em 2, 10 ou mais vezes, dependendo da disponibilidade de partículas e, como tal, do limite de produção (Kirkby *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 4

EVOLUÇÃO DOS SIRÉNIOS NAS COSTAS EUROPEIA E NORTE AFRICANA

4.1 Introdução

Os sirénios são uma ordem (Sirenia Illiger, 1811) de mamíferos placentários que, juntamente com os cetáceos, formam os únicos mamíferos a ter evoluído para uma vida totalmente aquática (Clementz *et al.*, 2009). O seu nome tem origem nas sereias, divindades da mitologia grega que teriam vivido nas ilhas *Sirenum scopuli* e que atraíam os marinheiros para a sua morte. Neste conjunto especial de mamíferos, os sirénios são os únicos herbívoros (Domning, 2002), e daí os seus nomes comuns de Peixe-boi no Brasil ou *Seacow* nas línguas anglófonas.

O aparecimento dos sirénios, documentado na Jamaica, remonta ao Eocénico Inferior (Savage *et al.*, 1994; Domning, 2001a). Os primeiros sirénios eram quadrúpedes e anfíbios, tornando-se totalmente aquáticos no Eocénico Superior (Domning, 2002; Zalmout, 2008). A região das Caraíbas é o único local habitado em todas as épocas e por todas as famílias de sirénios, desde o seu aparecimento até aos dias de hoje (Domning, 2001b).

Até ao momento foram identificadas, de acordo com Domning (1994), 42 espécies pertencentes a 24 géneros e 4 famílias, entre espécies actuais e extintas. As primeiras famílias, Prorastomidae e Protosirenidae, estão confinadas ao Eocénico. As duas famílias mais recentes, Dugongidae (dugongo) e Trichechidae (manatins) têm ainda representantes actuais e surgiram, a primeira no final do Eocénico, e a segunda, provavelmente, já no início do Oligocénico (Domning, 2002). O seu registo fóssil no Miocénico europeu revela-os como os principais mamíferos marinhos nas águas costeiras da Bretanha e Anjou (Plusquellec e Racheboeuf, 1999), Alemanha e Bélgica (Voss, 2012), Hungria (Kordos, 2002), e Portugal (Estevens, 2000) até ao Miocénico Médio.

Desde o seu aparecimento que os sirénios são herbívoros, tendo dependido, provavelmente, de fanerogâmicas e outras angiospérmicas aquáticas como alimento (Domning, 1981; Clementz *et al.*, 2006). Esta dependência alimentar limitou-os a zonas de baixa profundidade e elevada luminosidade, normalmente em águas tropicais e

subtropicais, pois este é o ambiente mais propício a este tipo de plantas (ver ponto 16.3.2 deste capítulo). Deste modo os sirénios surgem como importantes indicadores paleoambientais (Zalmout, 2008). Existe no entanto uma excepção, representada por Hydrodamalinae, que se adaptou a águas frias (Domning, 1978) e que se alimentava de algas, especialmente laminárias (kelp, por exemplo) e não de plantas marinhas (Jefferson *et al.*, 2008). No entanto observam-se diferenças alimentares entre as duas principais famílias, Trichechidae e Dugongidae, que poderão ter sido cruciais na transição climática do Pliocénico Médio e Superior e o início das glaciações.

Ao longo deste capítulo irá ser abordada a filogenia e distribuição ao longo do tempo da Ordem Sirenia, com especial ênfase ao contexto da Europa e Norte de África, seguido de uma descrição sumária da sua actualidade. Proceder-se-á ao contexto nacional, descrevendo a evolução e distribuição dos sirénios em Portugal, desde o seu primeiro registo no Miocénico Inferior ao seu último conhecido, no Pliocénico. A CSM é fundamental na história evolutiva do sirénios europeus, no entanto são fundamentais alguns conhecimentos relativos às fanerogâmicas, principal alimento desta Ordem. Antes de terminar o capítulo será feita uma breve descrição das angiospérmicas que geram as pradarias marinhas, antecedendo a descrição das alterações nas espécies de sirénios antes, durante e após a CSM.

4.2 Ordem Sirenia

4.2.1 Filogenia

Os sirénios representam um grupo monofilético (Domning, 1994), tendo como parentes actuais mais próximos os Proboscidea (Sorbi, 2007) e, já extintos, os Desmostylia (Domning, 2002). Embora o registo fóssil mais antigo seja do Eocénico caribenho, a Ordem Sirenia é incluída, juntamente com as outras duas acima referidas, nos Tethytheria, um táxon de mamíferos herbívoros que se desenvolveram a partir de mamíferos ungulados primitivos, com distribuição paleobiogeográfica ao longo das regiões costeiras do Mar de Tétis (Domning, 2002). As suas relações filogenéticas não são claras. Domning *et al.* (1986) propuseram que os desmostilianos seriam o grupo

irmão dos sirénios. No entanto, Fischer e Tassy (1993) colocaram os sirénios como o grupo irmão dos proboscídeos (Fig. 23).

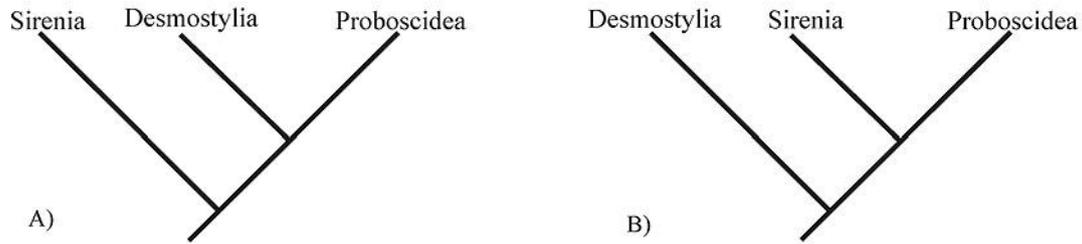


Figura 23 - A) Relações dos Tethytheria segundo Domning *et al.* (1986); B) relações dos Tethytheria segundo Fischer e Tassy (1993) (retirado de Sorbi 2007)

Os Desmostylia (Fig. 24) são uma ordem extinta de mamíferos quadrúpedes herbívoros e anfíbios que habitavam zonas intertidais de praias arenosas do Pacífico Norte. São conhecidas 2 famílias, 7 géneros e 10 espécies desde o Oligocénico Inferior até ao Miocénico Superior (Inuzuka *et al.*, 1995).



Figura 24 - Ilustração de *Paleoparadoxia tabatai* Tokunaga, 1939, um desmostiliano do miocénico japonês e norte americano, realizada por Nobu Tamura em 2008 (disponível online em ww.wikipedia.com)

Os Proboscidea são uma ordem de mamíferos herbívoros terrestres, hoje em dia representada por 3 espécies (*Loxodonta africana*, *Loxodonta cyclotis* e *Elephas maximus*) que são também os maiores animais terrestres, os elefantes. Apesar de apenas 3 espécies desta ordem existirem na actualidade, o seu registo fóssil é extenso, com cerca de 175 espécies e subespécies registadas em África, Eurásia e América (Shoshani e Tassy, 2005).

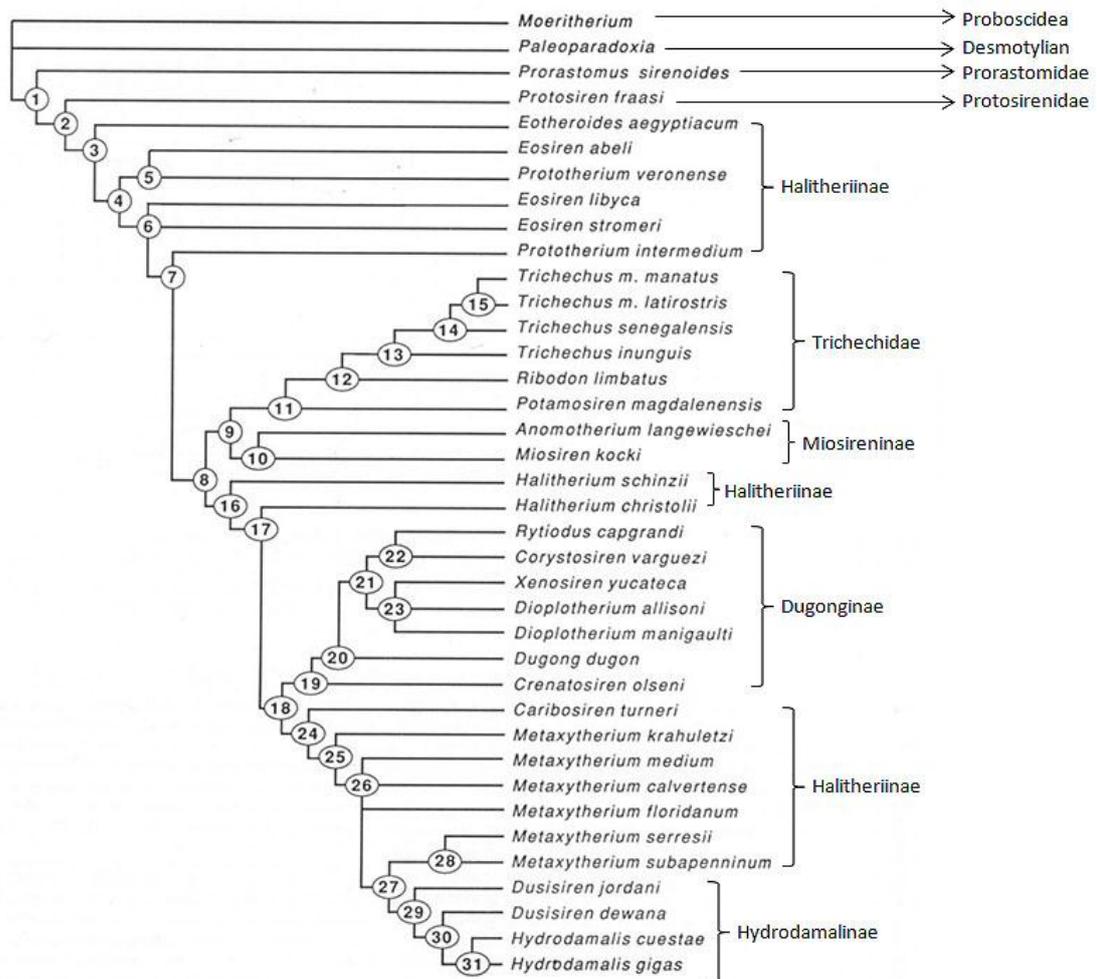


Figura 25 - Análise filogenética dos Sirenia realizada por Domning (1994).

4.2.2 Distribuição temporal e paleobiogeográfica

As 4 famílias referidas na introdução, descritas por Domning (1994), ocorreram em diferentes intervalos temporais (Fig. 26). No anexo I pode ser consultada a taxonomia de cada família.

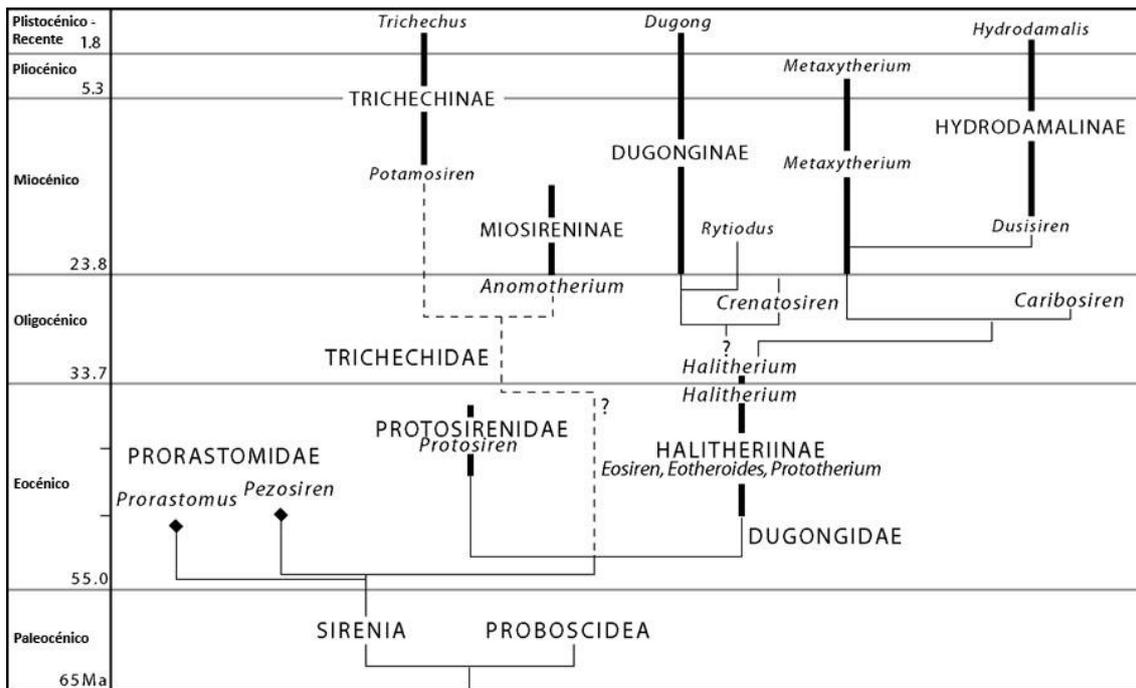


Figura 26 - Evolução filogenética dos sirénios desde o seu aparecimento (Eocénico) até aos dias de hoje. As linhas contínuas e realçadas indicam intervalos estratigráficos conhecidos; as linhas a tracejado indicam relações filogenéticas intervalos de famílias incertos. Os losangos pretos representam famílias extintas com intervalos estratigráficos curtos (adaptado de Zalmout, 2008).

4.2.3 Prorastomidae

Família parafilética que inclui os mais antigos e primitivos sirénios, *Pezosiren portelli* Domning, 2001 e *Prorastomus sirenoides* Owen, 1855 (Fig. 27). Ambos pertencem ao Eocénico jamaicano, sendo o primeiro do Eocénico Inferior e o segundo do Eocénico Médio (Savage *et al.*, 1994; Doming, 2001a). Eram sirénios com um tamanho semelhante ao de um porco, quadrúpedes, totalmente capazes de locomoção em terra. Apesar disso apresentavam adaptações aquáticas e passavam, provavelmente, a maior parte do tempo no meio aquático (Domning, 2001a).



Figura 27 - Ilustração de *Prorastomus sirenoides* Owen, 1855, realizada por Nobu Tamura em 2008 (disponível online em www.wikipedia.com)

4.2.4 Protosirenidae

Esta família inclui um número maior de espécies que surgem no Eocénico Médio. A distribuição paleobiogeográfica é mais vasta, abrangendo o Egipto (*Protosiren fraasi* Abel, 1904 (Gingerich *et al.*, 1994)), Paquistão (*P. sattaensis* Gingerich *et al.*, 1995), Oeste da Índia (*Protosiren* sp. (Bajpai *et al.*, 2006)) e provavelmente o sector Oeste de França (?*Protosiren minima* Desmarest, 1822 (Hooijer, 1952), considerada por Domning (1996) como uma espécie com classificação ainda incerta). Existe ainda um género e uma espécie descrito por Heal (1973) na sua tese de doutoramento mas não publicado. Esta família é mais especializada que os sirénios mais antigos, no entanto é menos do que os seus contemporâneos dugongídeos primitivos (Sorbi, 2007).

4.2.5 Dugongidae

A família dos dugongídeos, dividida em 3 subfamílias (Halitheriinae, Dugonginae e Hydrodamalinae), surge no Eocénico Médio a Superior e o seu registo mostra uma rápida dispersão por ambas as margens do Mar de Tétis. Na margem sul encontram-se os géneros *Eotheroides* Palmer, 1899 e *Eosiren* Andrews, 1902, do Egipto e Oeste da Índia. Na margem norte ocorrem os géneros *Prototherium* de Zigno, 1887 em Espanha e Itália, *Halitherium* Kaup, 1838, *Anisosiren* Kordos, 1979, *Paralitherium* Kordos, 1977 e *Sirenavus* Kretzoi, 1941 na região da actual Hungria e Roménia (Sagne, 2001; Bajpai *et al.*, 2006). Os 4 primeiros géneros referidos pertencem à subfamília Halitheriinae, estando os outros 3 inseridos na subfamília Hydrodamalinae.

O género *Metaxytherium*, que surge no início do Miocénico, é o que se encontra melhor estudado, tendo também a maior distribuição geográfica e biostratigráfica. Já foram recolhidos fósseis pertencentes a este género em vários afloramentos miocénicos, desde o Mediterrâneo à região do Paratétis (Domning e Pervesler, 2001; Bianucci *et al.*, 2003; Carone e Domning, 2007), Atlântico Nordeste (Estevens, 2003a,b), Pacífico Sudeste (Muizon e Domning, 1985), Pacífico Nordeste (Aranda-Manteca *et al.*, 1994), Atlântico Oeste e região Caribenha (Toledo e Domning, 1991; Aranda-Manteca *et al.*, 1994). Pensa-se que terá evoluído a partir do género oligocénico *Halitherium*. A espécie *Halitherium christolii* é provavelmente uma forma intermédia (Domning e Thomas, 1987). No final do Miocénico o género *Metaxytherium* desapareceu do continente

Americano, enquanto no Mediterrâneo e na costa atlântica de Marrocos permaneceu até ao Pliocénico Médio (Sendra *et al.*, 1998, 1999).

A origem do género *Dugong* está provavelmente na região das Caraíbas e Flórida, onde o registo fóssil é rico em espécies similares. O registo fóssil australiano e da Papua Nova Guiné só apresenta sirénios no Plistocénico, indicando que a colonização desta área geográfica pelos dugongídeos será recente. Terão migrado, durante o Miocénico Inferior e Médio através do que é hoje o Canal do Panamá, e colonizado o nordeste do oceano Pacífico (Domning e Furusawa, 1994). O registo fóssil Californiano apresenta o género *Diplotherium* Cope 1883 do Miocénico Inferior, enquanto no Perú e no Chile surgem os registos *Metaxytherium crataegense* Simpson, 1932 do Miocénico Inferior a Médio (Muizon e Domning, 1985) e *Nanosiren* sp. do Messiniano (Muizon e DeVries, 1985) (Perú), e outro de *Nanosiren* sp. do Tortoniano (Walsh e Naish, 2002) (Chile), mostrando que terão iniciado a colonização pelo Istmo do Panamá (ainda aberto) e dispersado ao longo da margem pacífica do continente Americano. A subfamília Hydrodamalinae adaptou-se a uma alimentação baseada em algas longas que cresciam desde o fundo marinho, particularmente o kelp. O arrefecimento que marcou o final do Cenozoico levou ao desaparecimento das subfamílias Halitheriinae e Dugonginae do Pacífico Norte, iniciando-se uma forte colonização por parte de Hydrodamalinae nessa região há 12 Ma, tendo evoluído para o género *Hydrodamalis* há cerca de 8Ma (Domning, 1978; Sorbi 2007).

4.2.6 Trichechidae

O registo desta família inicia-se no final do Oligocénico. Ainda não se sabe se evoluíram a partir dos protosirenídeos ou dos primeiros dugongídeos. Incluem-se aqui duas subfamílias: Miosireninae e Trichechinae (Domning, 1994). A primeira é um táxon norte Europeu composto por 3 géneros: *Anomotherium* Siegfried, 1965 do Oligocénico Superior alemão, *Miosiren* Dollo, 1889 do Miocénico Inferior belga e provavelmente inglês (Domning, 1994) e *Prohalicore* Flot, 1887 do Miocénico Médio francês. A segunda aparenta ter evoluído no Atlântico Sul e inclui as 3 espécies actuais de *Trichechus* Linnaeus, 1758 e duas espécies fósseis: *Potamosiren magdalenensis* Reinhart, 1951 do

Miocénico Médio da Colômbia e *Ribodon limbatus* Ameghino, 1883 do Miocénico Superior ou Pliocénico Inferior argentino (Sorbi, 2007).

A subfamília Miosireninae não tem uma classificação taxonômica sólida. É colocada na família dos actuais manatins, no entanto não é totalmente conhecida e a sua classificação pode vir a ser alterada (comentário pessoal de Daryl Domning). A sua distribuição está limitada ao Nordeste Atlântico e Mar do Norte, entre o final do Oligocénico e o Miocénico Médio.

4.2.7 Ecologia

Actualmente existem quatro espécies de sirénios, três das quais pertencem à família Trichechidae Gill 1871, sendo estas *Trichechus manatus* Linnaeus, 1758 (Fig. 28), *Trichechus inunguis* Natterer, 1883 (em Pelzeln, 1883) (Fig. 28) e *Trichechus senegalensis* Link, 1795 (Fig. 29). A restante espécie pertence à família Dugongidae Gray 1821, *Dugong dugon* Müller, 1776 (Fig. 29). Uma quinta espécie, *Hydrodamalis gigas* Zimmerman, 1780, foi descoberta em 1741 mas extinta em 1768, após 27 anos de sobreexploração. Atribuído à família Dugongidae era o maior sirénio conhecido (podia atingir 9 metros) e o único exclusivo de águas frias, com uma distribuição biogeográfica ao longo das costas do Mar de Bering (Jefferson *et al.*, 2008).

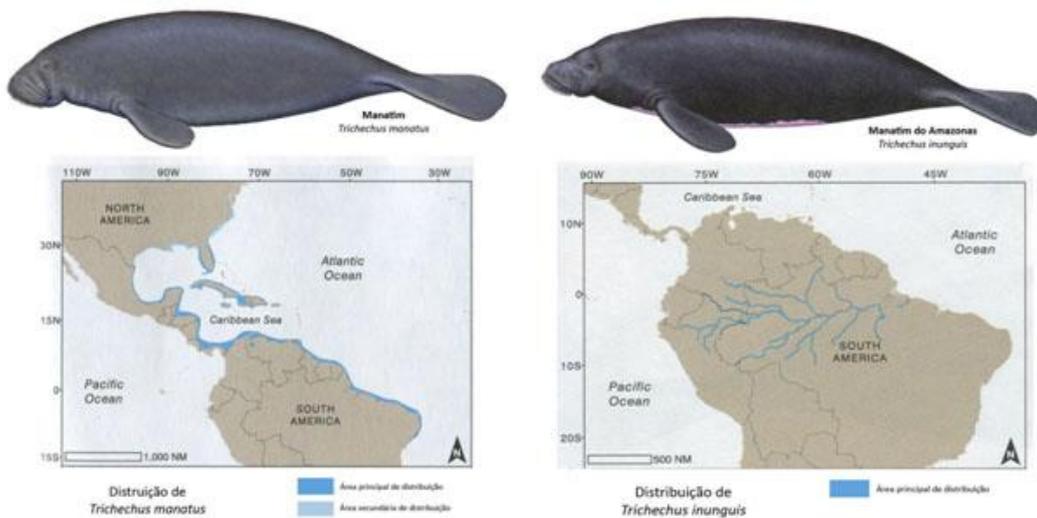


Figura 28 - Mapa de distribuição e ilustração de Manatim (à esquerda) e Manatim do Amazonas (à direita) Adaptado de Jefferson *et al.* (2008).

Os manatins são letárgicos, animais de movimentos lentos, que têm também um baixo rácio metabólico. Podem ser encontrados sozinhos ou em grupos até 6 indivíduos. No entanto, grupos em alimentação podem chegar aos 20 indivíduos, bem como, em situações de tempo frio, ocorrerem grandes agregações de animais (mais de 100 indivíduos) junto a fontes de água quente (efluentes de centrais eléctricas, na Florida, por exemplo) (Jefferson *et al.*, 2008).

A maioria dos indivíduos do sudeste americano realizam migrações sazonais, deslocando-se para sul durante o inverno. Estas deslocações são determinadas pela temperatura das águas e podem atingir centenas ou milhares de quilómetros. No entanto os manatins são caracterizados por uma forte fidelização a determinadas áreas geográficas, tendendo a limitar-se a zonas específicas. A presença de efluentes quentes, em particular na Florida, gerou atrasos na migração de alguns grupos, bem como a ausência de migração noutros. Esta fidelização geográfica, aliada à letargia, gera forte estrutura nas populações, formando grupos geneticamente isolados. Na Florida reconhecem-se 4 populações e a população das Antilhas Menores representa uma barreira ao fluxo genético (Jefferson *et al.*, 2008). Hoje o manatim da Florida é reconhecido como uma subespécie, *T. m. latirostris*, distinta do manatim das Antilhas, *T. m. manatus* (Domning, 2001b).

O manatim do amazonas encontra-se geralmente em grupos de alimentação de cerca de 8 indivíduos, embora mostrem pouca interacção social. Grandes agregações podem ser observadas na altura do acasalamento. Exploram a zona da floresta durante a estação das chuvas e regressam ao canal principal do rio durante a estação seca. Podem sobreviver nas pequenas bolsas de água que se formam na estação seca durante períodos de tempo consideráveis, adaptando o seu regime alimentar, passando a incluir vegetação morta (Jefferson *et al.*, 2008).

A terceira espécie actual da família Trichechidae é o manatim africano. Geralmente solitário, pode ser encontrado em grupos de alimentação e/ou reprodução com até 15 indivíduos. Fazem migrações frequentes nos rios que têm grande flutuação sazonal no fluxo de água. Tendem a ser sedentários, embora possam realizar deslocações até pouco mais de 40km (Jefferson *et al.*, 2008).

A gestação é muito semelhante nas 3 espécies desta família, 11 a 13 meses. Nasce uma cria única (gémeos representam 1 a 2% dos nascimentos) e o período de lactação pode ir até aos 2 anos. A maturidade sexual varia entre as 3 espécies, sendo de 3 a 4 anos no manatim, 6 a 10 no manatim do amazonas e desconhecida no manatim africano. A sua longevidade é de 60 a 70 anos (Jefferson *et al.*, 2008).

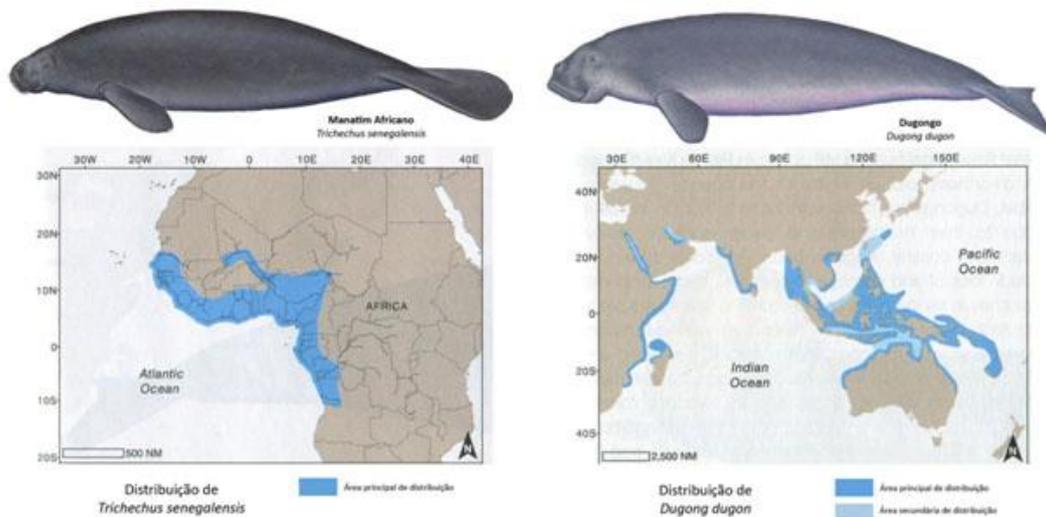


Figura 29 - Mapa de distribuição e ilustração de Manatim Africano (à esquerda) e Dugongo (à direita). Adaptado de Jefferson *et al.* (2008)

Por fim, o único representante da família Dugongidae, o dugongo. Geralmente em grupos de 6 indivíduos, formam por vezes agregações de algumas centenas de animais. Embora não seja frequente, realizam algumas migrações longas, podendo atingir os milhares de quilómetros. Esta espécie tem uma gestação mais longa que os manatins, sendo de 13 a 14 meses. A lactação parece ser de apenas 18 meses embora a cria costume permanecer com a progenitora durante mais tempo. As fêmeas têm a sua primeira cria entre os 10 e os 17 anos e a longevidade é superior a 73 anos (Jefferson *et al.*, 2008).

4.2.8 Alimentação

Os hábitos alimentares, embora semelhantes, apresentam algumas variações entre as espécies. As 3 espécies pertencentes ao género *Trichechus* alimentam-se preferencialmente de plantas aquáticas vasculares, introduzindo ainda na sua alimentação folhas de mangais e vegetação flutuante. Os diferentes habitats

determinam pequenas variações alimentares. *Trichechus manatus* (manatim) consome também jacintos e peixes capturados directamente de redes de pesca. O manatim do Amazonas (*Trichechus inunguis*) enriquece a sua dieta alimentar com frutos de palmeira caídos na água e material vegetal morto durante a estação seca. *Trichechus senegalensis*, ou manatim africano, ingere, possivelmente de modo acidental, bivalves e pequenos peixes (Jefferson *et al.*, 2008). O manatim da Florida (*T. m. latirostris*) consome mais de 60 espécies diferentes de plantas (McFadden *et al.*, 2004).

O dugongo (*Dugong dugon*) é o mais especializado dos sirénios actuais, alimentando-se de vários tipos de vegetação de fundo, especialmente plantas marinhas, deixando os reconhecíveis rastros de alimentação nos fundos de fanerogâmicas marinhas (Jefferson *et al.*, 2008).

Mas terá a alimentação da Ordem Sirenia sido igual ao longo da sua história evolutiva? MacFadden *et al.* (2004) utilizaram análises de isótopos ($\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$) para avaliar a alimentação e o habitat de espécies fósseis e actuais de manatins e dugongos. Os seus resultados mostram que no passado, tal como hoje, os dugongídeos tinham uma alimentação mais restrita que os seus parentes da família Trichechidae.

O trabalho de McFadden e colegas procurou caracterizar a alimentação entre plantas C3 e as angiospérmicas de fundo que formam as pradarias de fanerogâmicas.

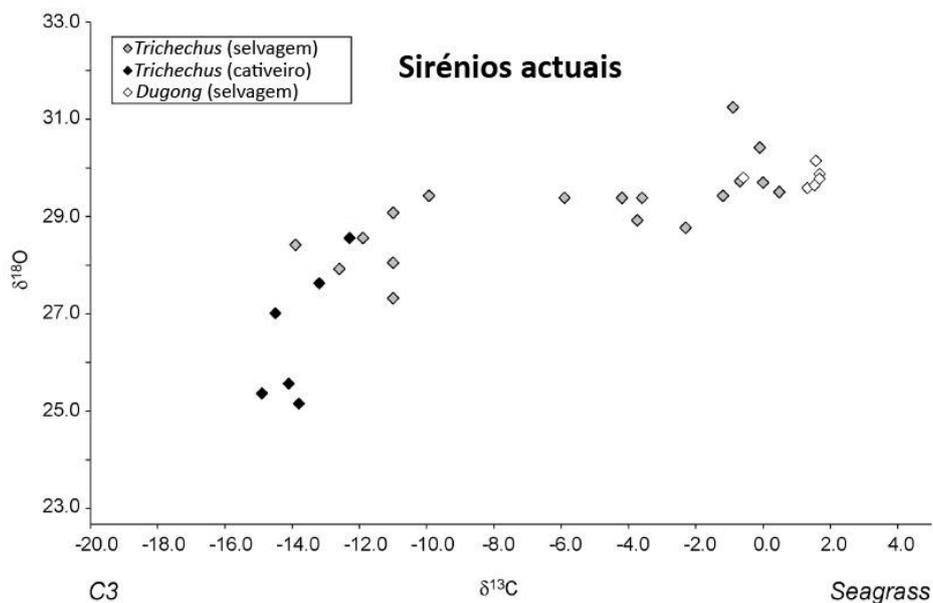


Figura 30 - Alimentação dos sirénios actuais, *Trichechus* e *Dugong* (adaptado de MacFadden *et al.*, 2004).

A figura 30 elucida bem as actuais diferenças na alimentação dos dois actuais géneros de sirénios. O dugongo é mais especializado em fanerogâmicas enquanto o género *Trichechus* se alimenta de uma variedade maior de plantas aquáticas.

O registo fóssil indica que tal não é exclusivo das espécies actuais mas foi sim norma ao longo da história evolutiva dos sirénios, como poderá ser observado ao longo das figuras 31, 32 e 33.

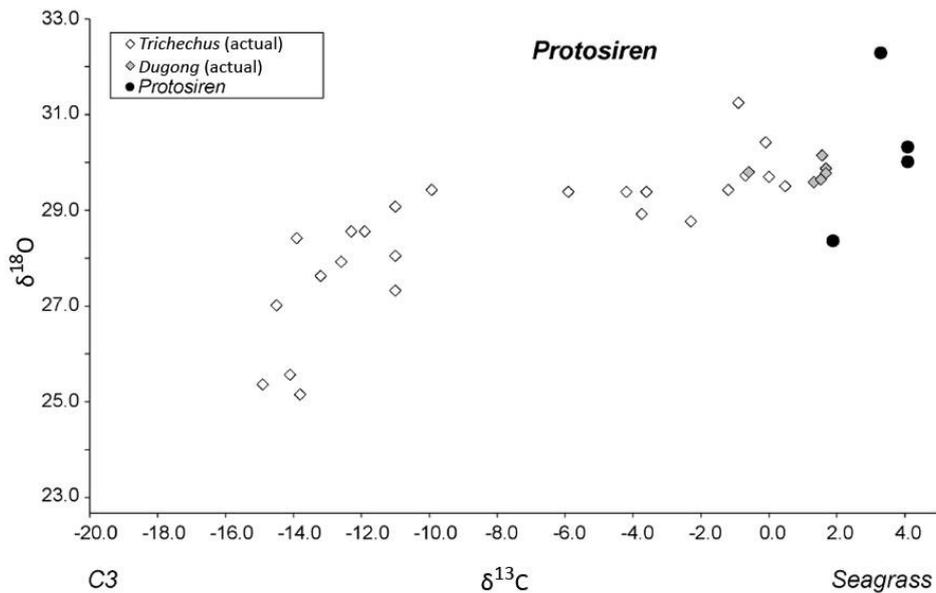


Figura 31 - Alimentação dos sirénios actuais, *Trichechus* e *Dugong*, e a alimentação de *Protosiren* (adaptado de MacFadden *et al.*, 2004).

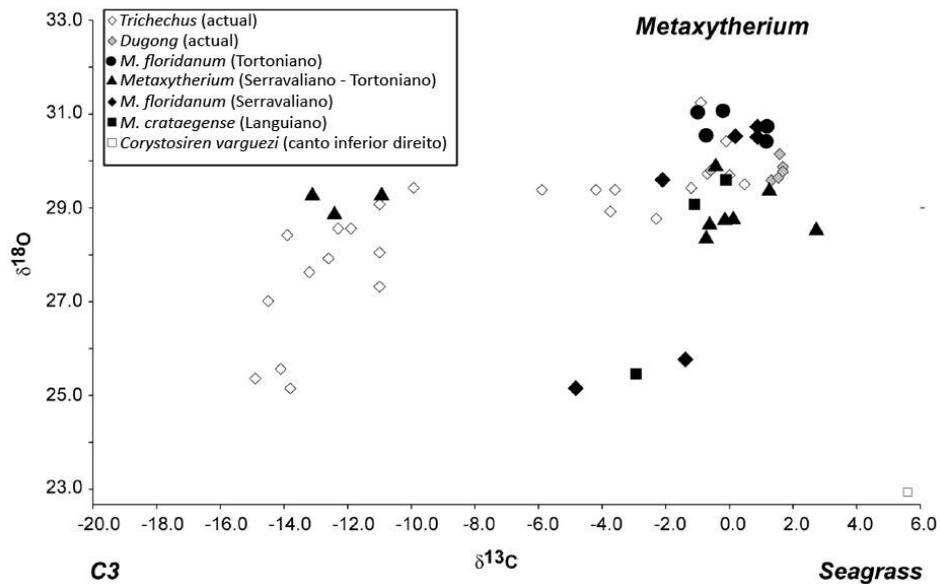


Figura 32 - Alimentação dos sirénios actuais, *Trichechus* e *Dugong*, e a alimentação de *Metaxytherium* (adaptado de MacFadden *et al.*, 2004).

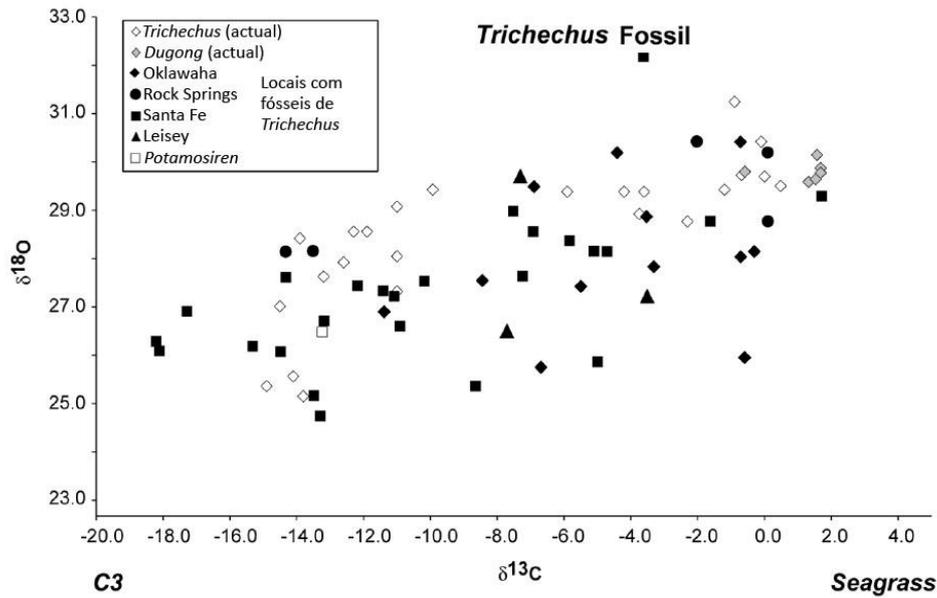


Figura 33 - Alimentação dos sirénios actuais, *Trichechus* e *Dugong*, de *Trichechus* fóssil e de *Potamosiren* (adaptado de MacFadden *et al.*, 2004).

Estas diferenças alimentares são acompanhadas de diferenças anatómicas. A deflecção rostral dos trichechídeos é fraca, sendo inferior a 40° (Fig. 34). Com excepção de *Potamosiren magdalensis* do Miocénico Médio colombiano, os restantes manatins têm dentes coroados curtos que são continuamente substituídos de trás para a frente, uma espécie de "conveyor-belt" da família Trichechidae (McFadden *et al.*, 2004). Domning (2001b) interpreta esta capacidade de renovação como uma adaptação à alimentação de ervas abrasivas.

Já nos dugongídeos a deflecção rostral é elevada, chegando aos 70° (Fig. 34), podendo ser observada no registo fóssil até ao Eocénico. Este elevado ângulo indica especialização numa actividade de pasto e permite aos dugongídeos alcançar os rizomas de algumas fanerogâmicas. A substituição dos dentes é no entanto limitada (McFadden *et al.*, 2004).

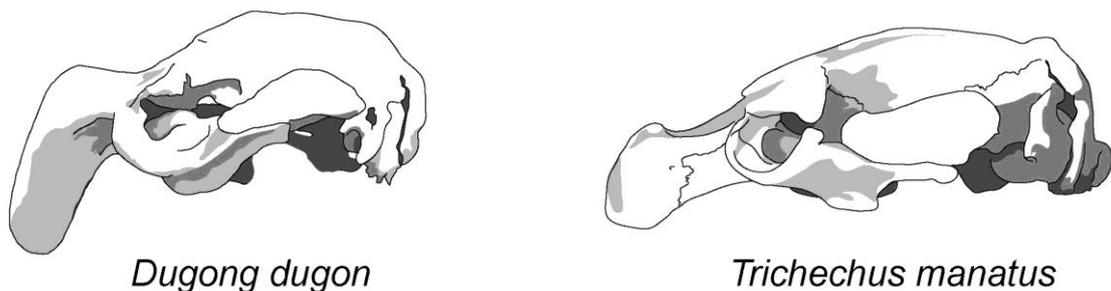


Figura 34 - Comparação do grau de deflecção rostral de duas espécies actuais de sirénios: a única representante da família Dugongidae e uma representante dos manatins (Trichechidae) (adaptado de MacFadden *et al.*, 2004).

No que respeita à dentição existe uma diferença fundamental entre os manatins e os dugongos: o desenvolvimento de dentes de presa a partir do primeiro par de incisivos superiores. Os dugongídeos, ao contrário dos manatins, apresentam dentes de presa desenvolvidos, sendo observável no registo fóssil esta característica pelo menos desde o Oligocénico. A função destes dentes é atribuída à actividade de desenterrar os rizomas das fanerogâmicas. Embora seja muito provável que tal seja o caso, Domning e Beatty (2007) não conseguiram demonstrá-lo de forma inequívoca. O principal problema é que na actual espécie de dugongídeo os dentes de presa são uma característica de dimorfismo sexual. Embora as fêmeas também apresentem estes dentes eles emergem apenas nos machos e, possivelmente, em fêmeas no último estágio de vida, talvez numa fase já não reprodutiva. Este dimorfismo sexual é no entanto exclusivo da actual espécie de dugongo, não se verificando nos seus antepassados. Aliado ao facto de ser uma característica quase exclusiva dos machos, foram encontrados rizomas nos estômagos de algumas fêmeas.

No que respeita ao habitat, o trabalho de McFadden e colegas revela que os dugongídeos foram sempre animais marinhos, ou predominantemente marinhos, tal como a espécie actual de dugongo. No que respeita aos antepassados dos manatins, tal como os seus representantes actuais, eram mais ecléticos no habitat, ocorrendo em águas marinhas, dulçaquícolas e estuarinas.

Utilizando o mesmo método, Domning e Sorbi (2011) demonstraram que o dugongídeo *Rytiodus heali*, da subfamília Hydrodamalinae, era também marinho e especializado em fanerogâmicas, aumentando as evidências de que é uma característica dos Dugongidae.

Tabela 16 - Ecologia das espécies actuais de sirénios. Tabela síntese.

Espécie	Reprodução			Maturidade Sexual (fêmea)	Longevidade	Ambiente	Alimentação	Dentição
	Gestação	Lactação	Nº de crias*					
<i>Trichechus manatus</i>	12-13 meses	Até 2 anos	1	3-4 anos	60-70 anos	Marinho a Dulçaquícola	Mais de 60 espécies de plantas Por vezes ingere pequenos peixes	Substituição contínua Sem caninos
<i>Trichechus inunguis</i>	12-13 meses	Até 2 anos	1	6-10 anos	60-70 anos	Principalmente dulçaquícola	Mais de 24 espécies de plantas Frutos de palmeira Vegetação morta Preferem vegetação emergente ou flutuante à vegetação submersa	Substituição contínua Sem caninos
<i>Trichechus senegalensis</i>	12-13 meses	Até 2 anos	1	?	60-70 anos	Marinho a Dulçaquícola	Plantas vasculares Folhas de mangais Plantas em bancos de rios e canais Alguns bivalves	Substituição contínua Sem caninos
<i>Dugong dugon</i>	13-14 meses	18 meses	1	10-17 anos	Até 73 anos	Marinho	Vários tipos de vegetação de fundo, especialmente fanerogâmicas Em situação de stress podem ingerir algas outros tipos de vegetação disponível	Substituição limitada Com caninos mas apenas emergentes nos machos

* 1 a 2% dos nascimentos são gémeos

4.2.9 Fanerogâmicas Marinhas

Para se compreender a evolução dos sirénios, bem como interpretar os eventos que levaram ao declínio da sua diversidade e desaparecimento do contexto euro-norte africano, é necessário conhecer o seu principal alimento.

As fanerogâmicas são plantas marinhas (que toleram salinidades variáveis, de salobras a hipersalinas) com flor, ou seja, são angiospérmicas, e são as únicas angiospérmicas que crescem no ambiente tidal e subtidal marinho. Representam menos de 0,02% da flora angiospérmica e a sua biodiversidade é muito baixa, cerca de 50 espécies e 12 géneros (Hemminga e Duarte, 2000), sendo que o registo fóssil não sugere maior biodiversidade no passado, podendo os géneros, e por vezes as espécies, de hoje serem encontrados até ao Eocénico (como *Cymodocea nodosa* e *Posidonia* sp. do Eocénico da região de Paris) (Domning, 2001b; Bianucci *et al.*, 2008).

O seu aparecimento é relativamente recente quando comparado com o aparecimento das angiospérmicas. Enquanto em terra estas plantas surgiram há cerca de 400 Ma, o ambiente marinho só foi colonizado por elas há 100 Ma. Embora sejam frequentemente associadas a habitats tropicais, a verdade é que habitam águas tropicais e temperadas, surgindo desde o Atlântico Norte (como por exemplo Portugal) até à Nova Zelândia (Hemminga e Duarte, 2000).

Nas zonas temperadas as pradarias tendem a ser monoespecíficas, enquanto nas zonas tropicais se encontram mais frequentemente prados com maior diversidade específica. No entanto, mesmo nos casos de pradarias multiespecíficas, a biomassa tende a ser dominada por uma ou duas espécies (Fig. 35) (Hemminga e Duarte, 2000).

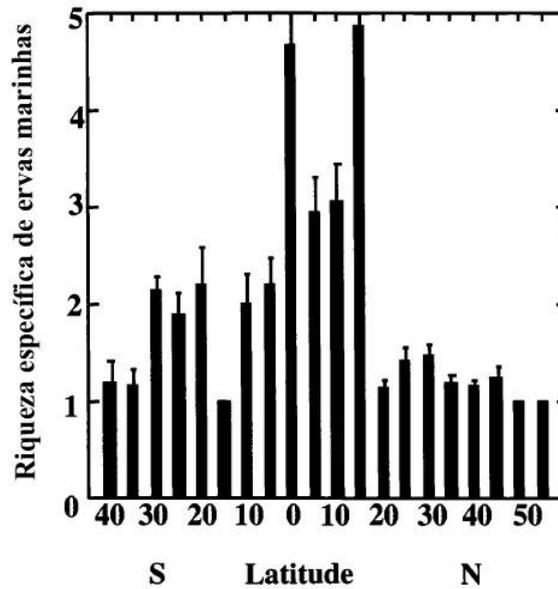


Figura 35 - Riqueza específica das pradarias de fanerogâmicas em função da latitude (adaptado de Hemminga e Duarte, 2000).

As regiões temperadas apresentam variações sazonais na produção de biomassa. Por um lado estas variações são controladas pelas variações em luminosidade e temperatura, mas por outro são os factores intrínsecos de cada espécie, como a reprodução e a acumulação de nutrientes, que dominam o comportamento sazonal (Marbà *et al.*, 1996).

A necessidade de luz por parte destas plantas é definida como uma percentagem da irradiância à superfície que é requerida pelas plantas para o seu crescimento. Situa-se entre 4 e 37%, superior a outras plantas marinhas, como macro ou microalgas (Hemminga e Duarte, 2000; Gallegos *et al.*, 2009). São boas indicadores da qualidade da água pois reduções prolongadas na luminosidade causadas pelo aumento da matéria em suspensão na coluna de água levam a um efeito em cascata na planta, envolvendo o consumo das reservas de sacarose nas raízes e rizomas, redução do oxigénio transportado para as raízes e conseqüente aumento de sulfitos, que pode atingir níveis tóxicos, e por fim, morte da planta (Kurtz *et al.*, 2003). A figura 36 é um esquema da constituição de uma fanerogâmica marinha típica do regime alimentar dos sirénios.

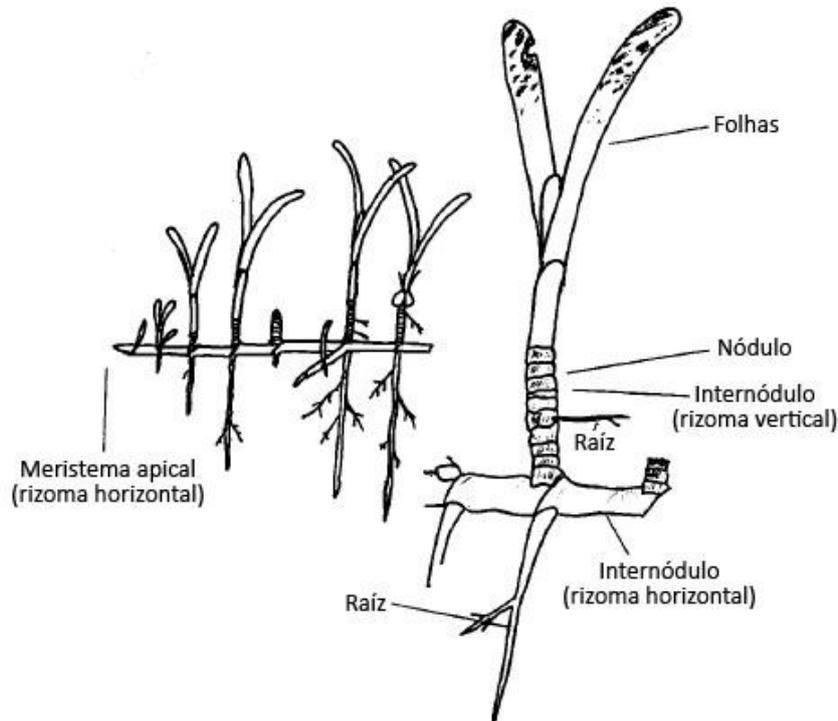


Figura 36 - Esquema dos componentes básicos da arquitetura de uma fanerógâmica (adaptado de Hemminga e Duarte, 2000).

A armazenagem de nutrientes nos rizomas é feita sob a forma de carboidratos. Os rizomas compreendem tipicamente metade da biomassa da planta e estão enterrados no substrato, podendo ser mais superficiais, a cerca de 2 cm, ou mais profundos, até 14 cm ou mais (Tabela 17 refere-se à classificação de Domning (2001b) para estas plantas com base nos rizomas). Esta característica varia com as espécies e em particular com o tamanho das espécies e do seu sistema apical (Duarte *et al.*, 1998; Domning, 2001b).

Tabela 17 - Classificação de Domning (2001b) das fanerógâmicas de acordo com a espessura dos rizomas.

Classificação	Espessura dos rizomas	Exemplos (género)
Pequeno	<2 mm	<i>Halophila, Halodule</i>
Médio	2 - 3 mm	<i>Syringodium, Cymodocea</i>
Grande	3 - 10 mm	<i>Thalassia, Thalassodendron, Posidonia</i>
Muito grande	>10 mm	<i>Enhalus</i>

A associação entre habitats de fanerógâmicas e os sirénios remonta aos primeiros registos fósseis destes mamíferos marinhos, no Eocénico Médio da Florida, com prados

do tipo *Thalassia* bem preservados em associação com restos fósseis de sirénios atribuídos a *Protosiren* sp. (McFadden *et al.*, 2004). A única diferença entre este registo fóssil e o actual habitat caribenho é a diversidade de espécies de fanerogâmicas, que era maior no Eocénico. Há cerca de 40Ma a região das Caraíbas e Florida tinha os géneros *Thalassia*, *Halodule*, *Thalassodendron* e *Cymodocea* como dominante, suspeitando-se que mais géneros estariam presentes, como *Posidonia* e talvez *Enhalus*. Hoje o domínio é do género *Thalassia*, surgindo outros 3 géneros, *Halophila*, *Halodule* e *Syringodium*. *Thalassodendron* e *Cymodocea* existem apenas no Velho Continente. A redução de diversidade nos prados marinhos caribenhos poderá estar associada ao fecho do Istmo do Panamá e conseqüente alteração das condições oceanográficas (Domning, 2001b).

Tabela 18 - Resumo da ecologia de sirénios e fanerogâmicas.

Sirénios	Fanerogâmicas
Aguas pouco profundas e costeiras	Águas pouco profundas, costeiras e protegidas
Ambientes tropicais e subtropicais (excepção para <i>Hydrodamalis</i> , no mar de Bering, extinto desde o final do séc. XVIII e que se alimentava de algas e laminárias)	Ambientes tropicais, subtropicais e temperados
Moderadamente vágéis	Apresentam rizomas onde armazenam grande parte dos nutrientes
Consumidores oportunistas que preferem angiospérmicas (manatins) Consumidores preferenciais de angiospérmicas recorrendo a outras fontes alimentares em situações de stress (dugongídeos)	Crescimento limitado pela penetração da luz e pressão hidrostática
Fraca diversidade específica (4 espécies e 2 géneros actuais)	Fraca diversidade específica (cerca de 50 espécies e 12 géneros actuais)

4.3 Evolução dos sirénios no contexto Euro-Norte Africano

4.3.1 Sirénios do Cenozoico Europeu e Norte Africano

Os primeiros fósseis de vertebrados descritos para o Paleogénico africano e os primeiros de mamíferos marinhos descobertos no Egipto (Zalmout, 2008) foram atribuídos aos sirénios. A sua presença no norte de África, nas margens do Tétis, remonta ao Luteciano egípcio e líbio, com os géneros *Protosiren* (Protosirenidae), *Eotheroides* e *Eosiren* (Dugongidae). Na Europa surgem na mesma idade em Espanha, Hungria e possivelmente Itália, com os géneros *Prototherium*, *Anisosiren* e *Sirenavus* (Dugongidae).

As diferenças taxonómicas mostram que existe alguma separação entre as margens sul e norte do Tétis. A família Protosirenidae tem apenas um registo provável na Europa (?*Protosiren minima*, França), sendo abundante no registo norte africano. Já os géneros pertencentes a Dugongidae são diferentes entre os dois continentes.

O género *Halitherium*, com o registo mais antigo do Priaboniano de Taulanne, França, domina o Oligocénico e Miocénico Inferior da Europa, expandindo a sua distribuição geográfica e colonizando quase todos os ambientes litorais europeus, desde o Tétis até ao actual Mar do Norte, surgindo também nas costas atlânticas. Durante o Oligocénico era muito comum na Alemanha, Bélgica e Hungria (Voss, 2012). São reconhecidas 3 espécies e uma subespécie do género na Europa: *H. taulannense* Sagne, 2001, *H. christolii* Fitzinger, 1842, *H. schinzii* Kaup, 1838 e *H. schinzii lareolensis* Pilleri, 1987. O último registo de *Halitherium* aparenta ser o de *H. schinzii* do Burdigaliano Inferior da Áustria e da Alemanha (Caria, 1957). No entanto existe um resto fóssil do Burdigaliano Superior da Quinta das Pedreiras em Lisboa identificado como provável ?*Halitherium* sp. (Estevens, 2000). De qualquer modo, no contexto europeu, este género parece desaparecer no Burdigaliano.

Os sirénios passam então a ser dominados pelo género *Metaxytherium* de Christol, 1840. Este género cosmopolita de Halitheriinae apresenta uma distribuição global durante o Miocénico (Sorbi *et al.*, 2012). O registo mais antigo data do Aquitaniano da região de Gironde, em França, e da Sicília (Pilleri, 1987; Bianucci *et al.*, 2011). Tem grande diversidade taxonómica e vai dominar os ambientes marinhos costeiros europeus e

norte africanos até ao seu desaparecimento no Pliocénico Médio. São reconhecidas 6 espécies válidas no contexto Europeu e norte africano: *M. aquitaniae* Pilleri, 1897; *M. krahuletzi* Depéret, 1895; *M. serresii* Gervais, 1847; *M. lovisati* Capellini 1886; *M. medium* Desmarest, 1822; *M. subapenninum* Bruno, 1839. É um género parafilético, tendo dado origem à subfamília Hydrodamalinae no Pacífico Norte. Tornou-se extinto no final do Miocénico em todo o globo com excepção das costas sul europeia e norte africana, onde as espécies *M. serresii* e *M. subapenninum* se mantiveram até ao Pliocénico Médio no Mediterrâneo e no Golfo de Cádiz (Sorbi *et al.*, 2012).

4.3.2 Os sirénios no contexto português

Os registos mais antigos pertencem ao Aquitaniano Médio da região de Lisboa, sendo provavelmente atribuídos a *Halitherium* sp. (Estevens, 2000). O registo fóssil de mamíferos marinhos é particularmente abundante em sirénios na Bacia do Baixo Tejo (BBT) e na Bacia de Alvalade.

Na região de Lisboa verifica-se o auge dos sirénios durante o Burdigaliano Superior e o Langhiano Inferior, não só com material abundante mas também no que respeita à qualidade da preservação fóssil. É desta idade o primeiro espécime com um verdadeiro interesse taxonómico, um úmero que Zbyszewski (1944) atribuiu a *Metaxytherium petersi* (sinónimo de *Metaxytherium medium*), bem como o melhor exemplar desta ordem em Portugal, um crânio quase completo (Estevens, 2003a).

Na península de Setúbal encontraram-se menos restos de sirénios no registo fóssil. No entanto é possível verificar que os sirénios habitaram esta zona até mais tarde que na região distal da BBT. A região de Lisboa apresenta fósseis de sirénios até ao Serravaliano Inferior (Santa Iria da Azóia), enquanto que na península de Setúbal estes surgem até ao Serravaliano Superior (Penedo Norte) (Estevens 2003a,b).

O seu registo fóssil estende-se a períodos mais recentes à medida que nos deslocamos para o sul do país. Embora o material não permita uma classificação taxonómica além da Ordem, ocorrem dois registos do Messiniano de Santa Margarida do Sado (distrito de Beja) e Vale de Zebro (distrito de Setúbal) e um registo pliocénico do Zancleano de Olhos de Água, Albufeira (distrito de Faro) (Estevens, 2000).

4.4 Desaparecimento dos Sirenia na Europa do Sul e Mediterrâneo

4.4.1 Adaptações às alterações ecológicas e climáticas do Mediterrâneo

Ao longo do Miocénico não se observam alterações morfológicas significativas, com excepção para um aumento gradual do tamanho total dos indivíduos e o crescimento de dentes de presa, que também aumentaram gradualmente de tamanho. Isto sugere que o habitat sofreu poucas alterações (Domning e Thomas, 1987).

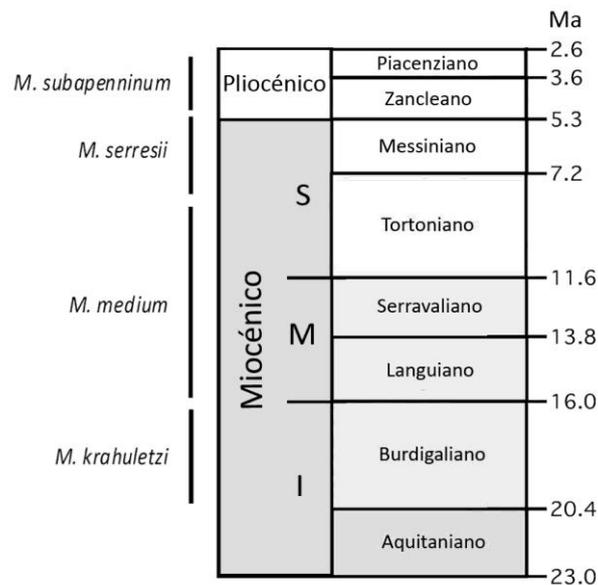


Figura 37 - Filogenia das espécies de *Metaxytherium* na Europa e África do Norte. As barras pretas indicam o período temporal a que cada espécie pertence (adaptado de Sorbi *et al.*, 2012).

No final do Miocénico ocorreram alterações rápidas no tamanho dos indivíduos (Fig. 38 e 39). Enquanto *M. medium* apresentava um crânio com 50cm de comprimento e tamanho total do corpo de cerca de 280cm, a espécie *M. serresii*, a que viveu durante a CSM, apresentava um crânio com 40cm e um comprimento total de 245cm (Domning e Thomas, 1987). No início do Pliocénico, a espécie *M. subapenninum* ocupa o habitat mediterrânico, aumentando substancialmente o seu tamanho cranial (59cm) e total (400 a 500cm) (Domning e Thomas, 1987; Sorbi *et al.*, 2012).

Numa altura em que ocorria um arrefecimento global, espécies com um baixo rácio metabólico como os sirénios europeus, deveriam apresentar como resposta o aumento de tamanho, tal como ocorreu com os *Hydrodamalinae* no Pacífico Norte. No entanto, no contexto mediterrânico tal não acontece (Bianucci *et al.*, 2008). Teria de ser um factor regional a forçar a redução de tamanho observada no registo fóssil de *M. serresii*.

A diminuição de tamanho numa espécie pode dever-se a diferentes factores. A restrição geográfica pode causar redução de tamanho nos indivíduos de uma espécie, tal como visto em elefantes anões em ilhas. Pensa-se que isto se deve à limitação de área, recursos limitados ou ausência de predadores de maior porte (Bianucci *et al.*, 2008). A subnutrição também pode gerar redução de tamanho, especialmente em mamíferos, onde o potencial genético relativo ao tamanho do indivíduo está criticamente dependente da qualidade e quantidade de alimento (Domning e Thomas, 1987; Bianucci *et al.*, 2008). Esta ligação está bem documentada em ungulados (Guthrie, 1984).

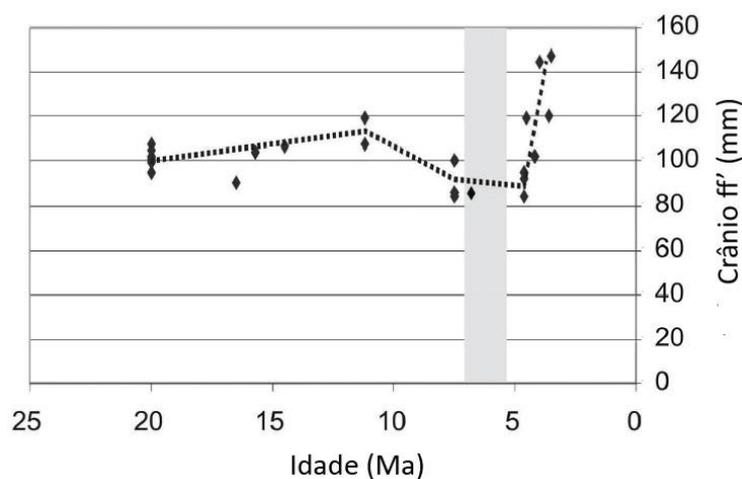


Figura 38 - Evolução do tamanho das espécies de *Metaxytherium* ao longo do tempo. A zona cinzenta marca o Messiniano (7,25 a 5,33 Ma). A CSM durou entre 5,96 e 5,32 Ma. ff' representa a largura entre os côndilos occipitais (adaptado de Bianucci *et al.*, 2008).

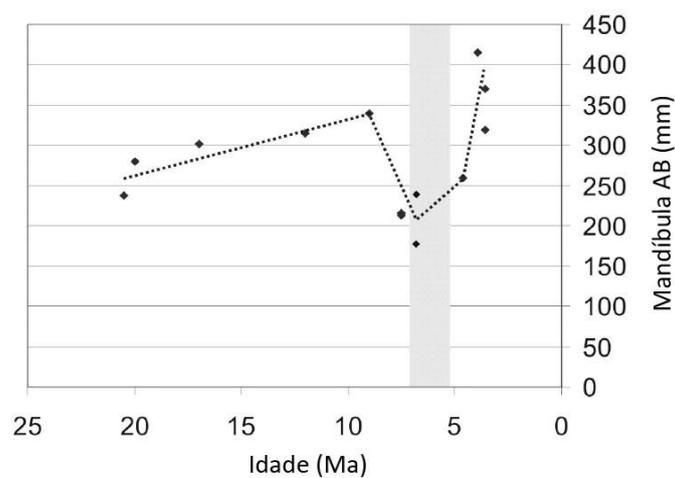


Figura 39 - Evolução do tamanho das espécies de *Metaxytherium* ao longo do tempo. A zona cinzenta marca o Messiniano (7,25 a 5,33 Ma). A CSM durou entre 5,96 e 5,32 Ma. AB representa o comprimento total da mandíbula (adaptado de Bianucci *et al.*, 2008).

É precisamente no período em que se observa a redução do tamanho dos indivíduos no Mediterrâneo que ocorre a CSM. Este evento deverá estar intimamente associado às alterações morfológicas que se verificam nos sirénios euro-norte africanos, em particular por influência na flora angiospérmica marinha.

Embora hoje a *Posidonia oceanica* seja dominante, em termos de biomassa, no Mediterrâneo, ela é muito sensível a variações de salinidade ou temperatura. Tal não seria diferente no final do Miocénico, pois este grupo de plantas parece ter sofrido poucas alterações desde o Eocénico, e esta espécie de fanerógâmica marinha de rizomas grandes (de acordo com a classificação de Domning, 2001b), teria sido a primeira a sucumbir. Fanerógâmicas mais pequenas, como *Cymodocea nodosa* ou *Zostera marina* passaram então a dominar as áreas de pradaria (Bianucci *et al.*, 2008).

A CSM deverá ter gerado pequenas bacias, pobres em recursos adequados aos sirénios, que funcionariam como ilhas, tal como no caso dos elefantes. Seriam estas pequenas ilhas subaquáticas que estariam agora dominadas por fanerógâmicas com rizomas de tamanho médio. O stress nutricional deverá ter sido um dos aspectos fundamentais no desenrolar da evolução dos dugongídeos mediterrânicos do Messiniano.

Outra alteração acompanhou a evolução de *Metaxytherium* no final do Miocénico. A espécie *M. medium* apresentava dentes de presa pequenos, o que lhe serviria para se alimentar de rizomas de tamanho pequeno, talvez médio. Mas em *M. serresii* os dentes de presa aumentaram de tamanho, talvez devido a uma maior dependência alimentar de rizomas, mais nutritivos que as folhas, devido à escassez de alimento. Esta capacidade de ingerir maior quantidade de rizomas, e a recolonização do Mediterrâneo por *Posidonia* (demonstrado por registos fósseis pós Messiniano de Piedmont, Itália) deverá ter permitido o rápido aumento de tamanho observado em *M. subapenninum* (Bianucci *et al.*, 2008). Na figura 40 pode-se observar as variações de tamanho dos indivíduos e do tamanho dos dentes de presa ao longo do tempo.

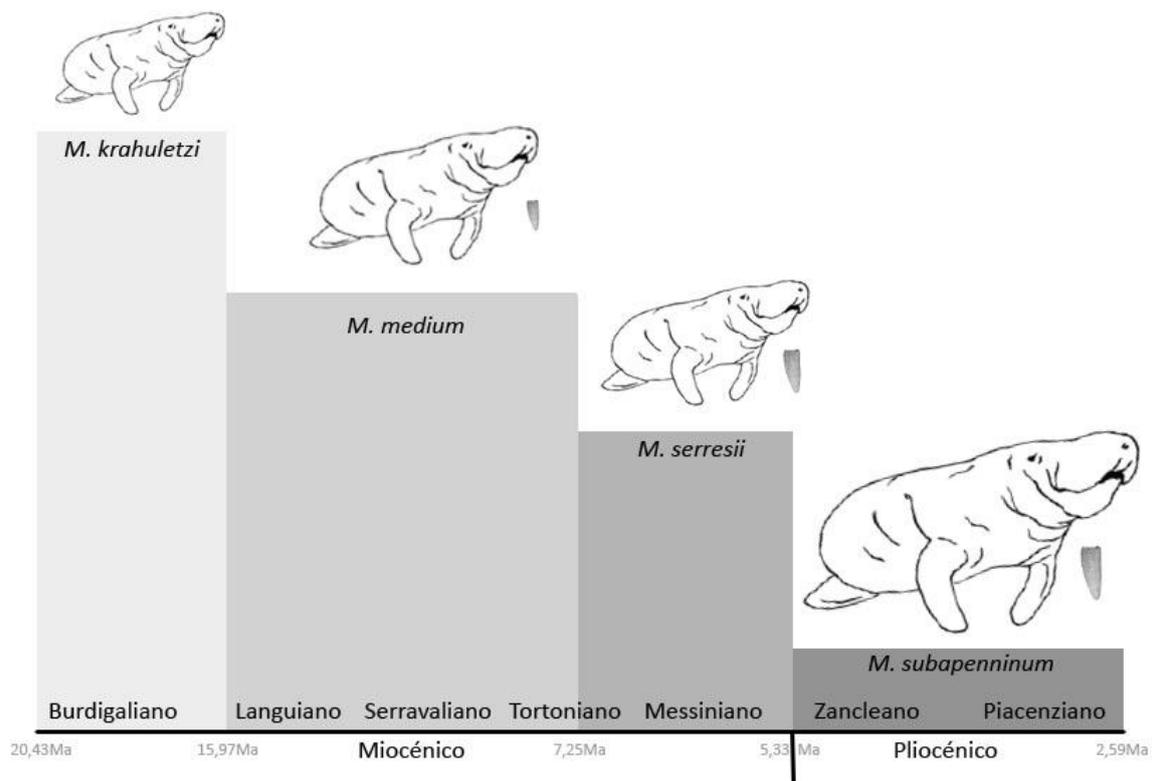


Figura 40 - Esquema de evolução do tamanho total dos indivíduos de cada espécie e do tamanho dos dentes de presa ao longo do Miocénico e Pliocénico.

No entanto existem algumas evidências, além do actual dugongo, de que o aumento de tamanho dos dentes de presa é uma característica de dimorfismo sexual e não uma ferramenta alimentar. O registo fóssil de *M. subapenninum* mostra grande variação no tamanho destes dentes, no entanto, exista ou não dimorfismo sexual, as presas parecem emergir em ambos os sexos, diferindo apenas no comprimento total, sendo maior nos machos. Deste modo, embora não se possa excluir a sua função alimentar, o aparecimento deste tipo de dimorfismo sexual, semelhante a muitas outras espécies de mamíferos (elefantes, narval, veado almiscarado, entre outros), revela uma nova necessidade comportamental das populações mediterrânicas, possivelmente associada ao aumento de competição pelo espaço e pelo acasalamento, normal em situações de habitat e recursos reduzidos (Sorbi *et al.*, 2012).

4.4.2 Alterações na Ordem Cetacea Brisson, 1762 ao longo do Miocénico

As variações paleogeográficas e paleoambientais, inferidas a partir das alterações que marcam a Ordem Sirenia, são também suportadas pelo registo fóssil de outro grupo de mamíferos marinhos, os cetáceos.

A fauna de cetáceos é bem conhecida do Miocénico, através de diversos fósseis, em particular de Odontocetes (cetáceos com dentes), de vários locais da Europa. Durante o Aquitaniano e o Burdigaliano os Odontocetes são representados quase exclusivamente por formas com bico alongado (Fig. 41 e 42 são exemplares actuais). Este tipo de morfologia nos cetáceos é encontrada hoje em dia apenas em espécies de águas tropicais (Bianucci e Landini, 2002), excepção para *Pontoporia blainvillei* Gervais e d'Orbigny, 1844, que habita águas temperadas a subtropicais ao longo da costa Sudeste americana (Brasil, Uruguai e Argentina). Tal como nos golfinhos de rio, é provável que o *rostrum* longo fosse usado para a procura e captura de presas bentónicas, epi ou endobentónicas (Werth, 2000).



Figura 41 - Fotografia de *Platanisca gangetica* Roxburgh, 1801, espécie actual de golfinho do rio Ganges com um *rostrum* longo, usado na captura de presas bentónicas, retirada de Jefferson *et al.*, 2008.



Figura 42 - Fotografia de *Pontoporia blainvillei*, nome comum Franciscana, retirada de Jefferson *et al.*, 2008. O bico representa 12 a 15% do comprimento total de um animal adulto, sendo deste modo, proporcionalmente, o maior bico dentro das espécies de cetáceos. É maior nas fêmeas que nos machos.

Situações similares durante o Miocénico Inferior são observadas no sudoeste Atlântico e nordeste do Pacífico com a prevalência de espécies de bico alongado (Lyddeker, 1894; Barnes, 1977; Bianucci e Landini, 2002).

No caso de Portugal ambas as Ordens de mamíferos marinhos estão também presentes. Tal como visto antes existe uma predominância de sirénios no Miocénico Inferior. Durante o Miocénico Médio assiste-se a um aumento do número de registos de cetáceos, sendo a maioria dos registos da família Kentriodontidae Slijper, 1936 (Odontoceti), hoje extinta (Estevens, 2003b), tipicamente golfinhos com um bico alongado (Lambert *et al.*, 2005), semelhantes às actuais espécies *Platanista gangetica* ou *Sousa plumbea* Cuvier, 1829, que são tropicais e subtropicais (Miller, 2007).

A predominância das formas com bico alongado e a fraca diversidade específica que marcam o Miocénico Inferior começam a sofrer alterações significativas na transição para o Langhiano, com o aumento da diversidade taxonómica e o aparecimento de golfinhos epipelágicos, dotados de sistemas de ecolocalização para a captura de alimento (Bianucci e Landini, 2002).

O intervalo entre o Serravaliano e o Messiniano mostra o aparente colapso do domínio das espécies neríticas e de bico alongado e uma abundância relativa de espécies pelágicas. A tendência é confirmada pelo registo fóssil dos Mysticetes (baleias de barbas) que são encontrados no Mediterrâneo apenas a partir de sedimentos Tortonianos (Bianucci e Landini, 2002).

As alterações na fauna de mamíferos marinhos indicam, mais do que alterações de temperatura, dramáticas alterações do habitat. A substituição de espécies costeiras por espécies pelágicas indica uma alteração da morfologia costeira, provavelmente consistindo no desaparecimento das baías de baixa profundidade e baixo hidrodinamismo, adequadas às espécies dominantes no Miocénico Inferior.

O trabalho de Castro (2006) mostra como a linha de costa da BBT sofreu profundas alterações após o COM, aumentando a área emersa e reduzindo drasticamente as preciosas zonas de baixa profundidade essenciais aos sirénios e aos golfinhos de bico alongado. Enquanto no Langhiano/Serravaliano a BBT era uma bacia submersa, surgindo a zona de Sintra e a Arrábida como meras ilhas (Fig. 43), no Tortoniano Inferior toda a região de Lisboa se encontrava já emersa (Fig. 44). Refira-se no entanto

que no caso de Sintra fosse mais provável tratar-se de uma península, ligada por Nordeste à massa continental (Cachão e Silva, 2000)

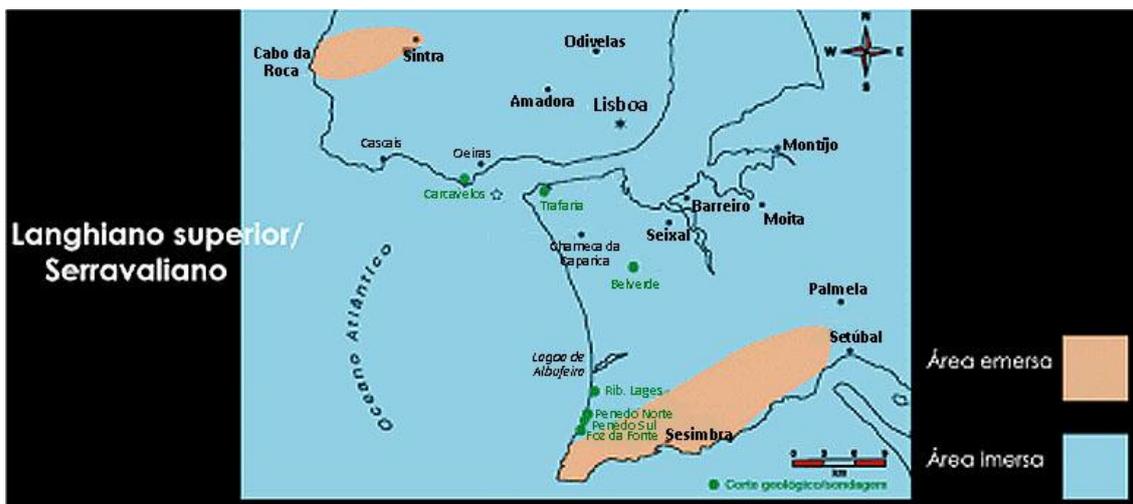


Figura 43 - Ilustração da geografia na BBT e Península de Setúbal durante o Langhiano Superior e o Serravaliano (adaptado de Castro, 2006).



Figura 44 - Ilustração da geografia na BBT e Península de Setúbal durante o Tortoniano Inferior (adaptado de Castro, 2006).

No final do Miocénico, durante a CSM, verificou-se uma redução de diversidade nos cetáceos no Mar Mediterrâneo e no Atlântico Norte (Bianucci e Landini, 2002), indicando que a CSM teve influência na produtividade das águas norte atlânticas ou que o Mediterrâneo era uma importante área de alimentação e/ou reprodução.

4.4.3 Os últimos sirénios europeus e norte africanos

Os últimos registos de sirénios na Europa são todos de Itália, do Zancleano Superior e do Placenciano. Pertencem todos à espécie *M. subapenninum*, e habitavam as zonas costeiras de Bolonha, Siena e Asti, ou seja, Centro Norte e Noroeste italiano (Domning

& Thomas, 1987; Bianucci *et al.*, 2008; Sorbi *et al.*, 2012). É possível que noutros locais, como Sul de França, costa Este espanhola, costas do Mar Adriático e até mesmo Grécia ou Turquia possam ter tido a presença de sirénios durante o Pliocénico, no entanto até ao momento não foram encontrados registos fósseis nestes locais, e dado o seu rápido desaparecimento do Mar Mediterrâneo no Placenciano é até possível que em Itália se encontrassem as últimas populações desta espécie, em pequenos nichos adequados à sua permanência.

No Norte de África existem dois registos pliocénicos. Um na Líbia, pertencente ao Zancleano Inferior (Domning & Thomas, 1987), portanto mais antigo que os últimos nas costas europeias, e parecendo indicar que os sirénios se extinguíram primeiro na margem Sul do Mar Mediterrâneo. O outro pertence ao Pliocénico da costa Atlântica marroquina (Ennouchi, 1954; Zalmout, 2008). A falta de datação mais precisa limita a interpretação deste registo. No entanto deverá ser mais antigo que os últimos registos europeus já que no Norte de África o desaparecimento dos dugongídeos ocorreu previamente. Existe no entanto a possibilidade de que ambientes reduzidos mas adequados tivessem permanecido durante mais tempo nalguns pontos da costa Oeste de Marrocos, tal como em Itália, permitindo assim que pequenas populações sobreviverem até ao PQPM. No entanto o facto de ambos os registos pliocénicos africanos pertencerem à espécie *M. serresii* é um forte indício de que os sirénios não permaneceram nas costas de África até ao Zancleano Superior, indicando que o registo marroquino será do Pliocénico Inferior.

CAPÍTULO 5

METODOLOGIA E RESULTADOS

5.1 Modelo da Galáxia

O processo de modulação do FRC em escalas diárias a escalas de 10 anos está validado experimentalmente. As variações em escalas milenares ou geológicas é onde surge o problema (Rusov *et al.*, 2010a). Neste modelo, desenvolvido no Mathematica, procurou-se estimar a ocorrência de SN na Via Láctea ao longo dos últimos 100 Ma, para com isso poder estimar a variação do fluxo energético proveniente destes eventos estelares na Terra. O objectivo final foi tecer considerações sobre a relação entre esta variação e as variações climáticas no nosso planeta.

5.1.1 Estrutura dos Braços, Disco e Bojo

Os braços têm uma estrutura espiral logarítmica definida por:

$$r\theta = a e^{\theta/b}$$

Em que θ é o ângulo, em coordenadas polares, a é um factor de expansão, b é um factor de curvatura e r é o raio.

Os valores definidos para os braços encontram-se na tabela 19 e foram determinados a partir do trabalho de Bennett *et al.* (2004) (Fig. 45).

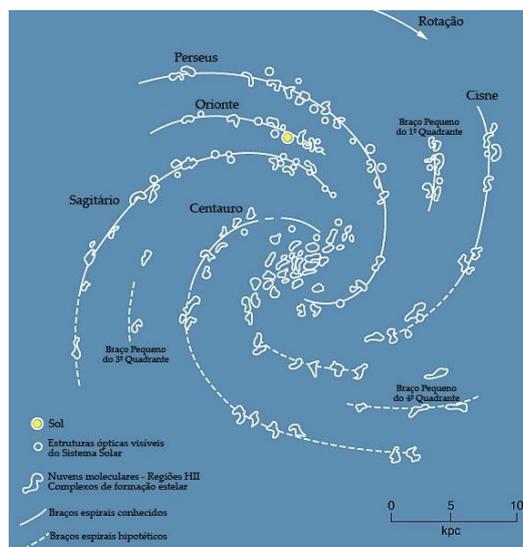


Figura 45 - Posição dos braços da Via Láctea através do estudo de nuvens moleculares (adaptado de Bennett *et al.*, 2004).

Tabela 19 - Valores dos parâmetros que definem os braços da Via Láctea.

Braço	Ângulo de rotação (θ) (°)	Raio mínimo (r (mín)) (kpc)	Raio máximo (r (máx)) (kpc)	Ampliação (a)	Curvatura (b)	Largura (kpc)
Orionte (Sol)	84	6,0	13,0	6,50	0,30	0,18
Sagitário	50	1,0	18,0	5,00	2,55	0,30
Centauro	70	1,0	18,0	2,30	2,23	0,30
Cisne	230	1,0	18,0	4,50	2,40	0,30
Perseus	290	1,0	18,0	3,50	2,40	0,30
Pequeno do 4º quadrante	292	8,5	16,0	9,50	1,30	0,2
Pequeno do 1º quadrante	20	9,0	13,0	9,50	1,40	0,2
Pequeno do 3º quadrante	175	8,0	12,0	8,80	2,40	0,2

O braço de Orionte não está de acordo com a estrutura de REF!, mas sim com as novas indicações de que não se trata de um braço com a estrutura de espiral logarítmica, mas sim de uma zona de maior densidade que fica transversal entre os braços de Sagitário e Perseus (Vázquez *et al.*, 2008). Tal é visível na figura 47 na página 134.

Dado θ , o comprimento de arco (s) é determinado por:

$$s = a \sqrt{1 + b^2} (e^{\frac{\theta}{b}} - 1)$$

O modelo atrai aleatoriamente posições de uma estrela de acordo com a distância à origem. É feito através de uma Distribuição Probabilística de Valores Extremos (DPVE), cujos parâmetros α e β são calculados através do raio mínimo e do raio máximo do arco que define o braço. Isto permite gerar uma distribuição de SN com maior probabilidade na secção dos braços mais próxima do bojo e que cai com a distância ao centro galáctico (dcg).

De forma a garantir que os valores da DPVE ficam colocados na área do arco do braço realiza-se a seguinte operação:

$$\beta(\text{Braço}) = \frac{\sqrt{6}}{\pi} \frac{s}{2,3 + 4,2}$$

Os valores 2,3 e 4,2 provêm das equações:

$$x (\text{mín}) = \bar{x} - 2,3\sigma$$

$$x (\text{máx}) = \bar{x} - 4,2\sigma$$

Onde σ representa o desvio padrão da DPVE.

Com o ângulo de posição θ , dado o s , obtemos a dcg:

$$\theta = b \ln \left[1 + \frac{s}{a \sqrt{1 + b^2}} \right]$$

ou

$$\theta = b \cdot \ln \frac{r}{a}$$

Após a determinação do local da SN no arco de braço, é gerada aleatoriamente através de uma Gaussiana (DPG), a posição z , ou seja a posição vertical da SN no braço. Quanto mais longe do centro galáctico, menor a amplitude de altura no disco da SN. A posição vertical é dada pelo desvio padrão da DPG (na Fig. 46 observa-se esta distribuição):

$$\sigma z = 0,1 (5,4 - \ln(\text{dcg} + 1))$$

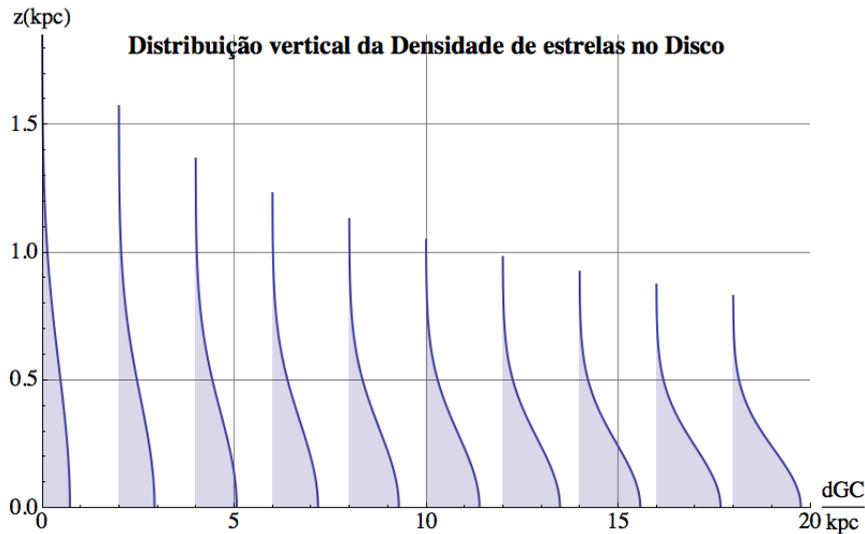


Figura 46 - Distribuição vertical da densidade de estrelas no disco. A probabilidade da sua distribuição reduz com a dgc.

Está então definida a posição da estrela no braço e a sua distância em relação ao plano galáctico (ou seja, a sua altura). A colocação final da estrela no braço requer ainda a definição da sua posição relativamente à linha média do braço. Tal é definido através de uma tangente ao θ e de uma DPVE visto que os braços são assimétricos, sendo mais densos na zona anterior e menos na zona posterior.

A DPVE é definida por $(0, \text{largura do braço} + 0,01 \text{ dgc})$, sendo 0 o ponto determinado para a estrela. Como consequência os braços tornam-se mais largos com a dgc.

A distribuição de SN no disco é mais simples do que nos braços. A posição de uma estrela relativamente ao centro galáctico é dada por uma DPVE com $\alpha = 3,7$ e $\beta = 1,82$:

$$DPVE(\alpha, \beta, x) = \frac{1}{\beta} e^{-e^{\frac{-x+\alpha}{\beta}} + \frac{-x+\alpha}{\beta}}$$

Segue-se a determinação da posição vertical z , usando o mesmo método para os braços. Por fim realiza-se uma Distribuição Uniforme (DU), pois a probabilidade de se encontrar em qualquer posição é a mesma, visto que a DPVE já determinou a distribuição probabilística em relação à dgc e o cálculo de z já está efectuado. A DU determina a posição angular da SN, entre 0 e 2π .

No caso do bojo a distribuição de estrelas é definida por uma DG centrada em zero até 2,5 kpc. É uma distribuição pouco realística, no entanto tal não é relevante já que a distribuição de SN no bojo tem pouco ou nenhum impacto no fluxo energético que

chega ao Sistema Solar. A posição angular é dada por uma DU para a latitude $(0, 2\pi)$ e para a longitude $(-90^\circ, 90^\circ)$. A latitude necessita de um factor de correcção para que não ocorra a acumulação de estrelas nas zonas polares, visto que o que é distribuído uniformemente é o *cos* da latitude. Deste modo é corrigido com um *arccos*.

5.1.2 Distribuição de SN

O primeiro parâmetro definido no modelo foi a ocorrência de SN na Via Láctea, 2 por século. De seguida identificou-se a percentagem dos diferentes tipos de SN (Tabela 20).

Tabela 20 - Probabilidade total da ocorrência de SN por tipo.

Probabilidade total	
SN II	57%
SN Ibc	19%
SN Ia	24%

De forma a distribuí-las pelos braços, disco e bojo foi necessário determinar a densidade de estrelas em cada uma destas entidades galácticas e usar a densidade relativa de massas.

Relativamente ao disco a densidade dos braços é de 1,10, enquanto a do bojo é de 0,057. O caso do braço de Oriente, onde se encontra o Sol, a densidade é ligeiramente inferior que nos restantes braços, sendo 0,95 da densidade dos braços.

A densidade relativa de massas calculou-se através da massa total dos braços e disco e distribuíram-se as SN Ia com base na razão de massa. A partir daí distribuíram-se as restantes SN (Tabelas 21 e 22).

Tabela 21 - Densidade de estrelas no disco, braços e bojo e a probabilidade de ocorrência de SN.

	Disco	Braços	Bojo
Densidade relativa de estrelas	86,3%	8,0%	5,7%
Probabilidade de SN Ia	20,7%	1,9%	1,4%
Probabilidade do total de SN	20,7%	77,9%	1,4%

Tabela 22 - Probabilidade de ocorrência de cada tipo de SN nos braços.

Probabilidades relativas nos braços		
SN II	SN Ia	SN Ibc
73,2%	1,9%	19,0%

Sabendo a probabilidade de ocorrência de SN no disco, braços e bojo, é tirado aleatoriamente um número entre 0 e 1. O valor deste número determina o local de ocorrência da SN de acordo com as percentagens obtidas.

Por fim, conhecendo a probabilidade da ocorrência por tipo de SN, é possível determinar qual a distribuição percentual de SN em cada estrutura galáctica (Tabela 23). Isto porque sabemos que SN II e Ibc ocorrem apenas nos braços, enquanto as SN Ia ocorrem nos braços, disco e bojo, sendo mais comuns no disco devido ao maior volume que este representa. A ocorrência das SN por tipo é determinada aleatoriamente de acordo com as suas percentagens no total das SN.

Tabela 23 - Percentagem de ocorrência de SN por estrutura galáctica (Disco, Bojo e os diferentes Braços).

Estrutura Galáctica	Percentagem (%)
Disco	20,72
Bojo	1,37
Oriente	1,75
Sagitário	17,63
Centauro	15,73
Cisne	16,73
Perseus	16,73
Braço Pequeno 1º Quadrante	2,17
Braço Pequeno 3º Quadrante	3,28
Braço Pequeno 4º Quadrante	3,88

A execução do modelo gera uma distribuição de SN na Via Láctea com esta visualização:

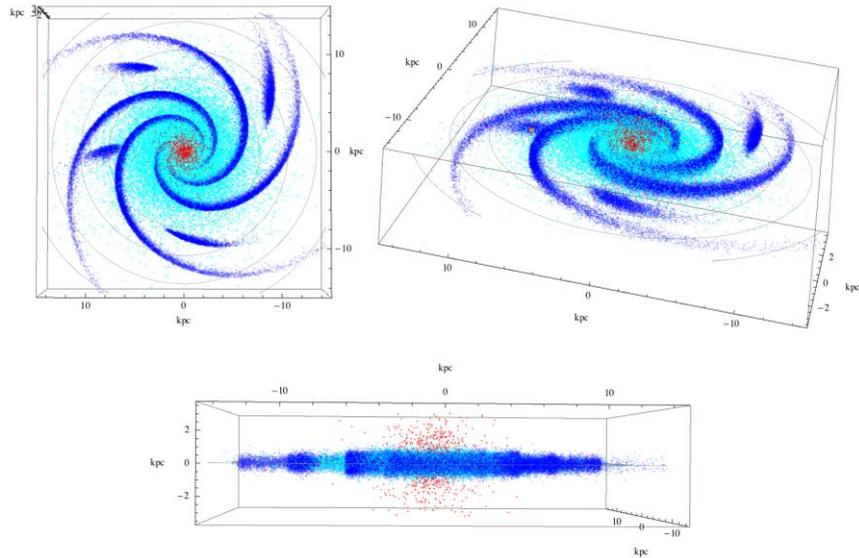


Figura 47 - Distribuição de SN na Via Láctea com a execução do modelo num período de 5 Ma. Foram geradas 100000 SN distribuídas entre disco (azul claro), braços (azul escuro) e bojo (vermelho).

A velocidade do Sol relativamente aos braços é de 230 km/s. Utilizar esta velocidade relativa permite manter os braços e o disco estáticos e promover apenas o movimento do Sistema Solar em torno do centro galáctico. Ao longo de 100 Ma o Sol, visto estar simulado o seu movimento relativamente aos braços, o Sistema Solar dá cerca de 1/4 de volta, e não perto de 1/2 como seria de esperar neste intervalo temporal.

É neste movimento em torno do centro da Via Láctea que o Sol e a Terra cruzam os braços espirais, atravessando-os, e ocupando posições no espaço com diferentes fluxos energéticos provenientes de SN. Os fluxos foram determinados para cada tipo de SN por Cox (2000):

- SN II - $1,0 \times 10^{44}$ J (energia total libertada em fotões)
- SNIa - $2,4 \times 10^{43}$ J (energia total libertada em fotões)
- SNIb - $1,5 \times 10^{43}$ (J energia total libertada em fotões)

O fluxo das SN foi depois apresentado em função do fluxo solar ($Q_{\text{Sol}} = 1366 \text{ J/s/m}^2$).

5.2 Resultados do Modelo

Foram feitas 245 repetições do modelo, o que corresponde a uma flutuação do erro estatístico do valor médio de 6,4%. As fuguras 48 e 49 representam os resultados das simulações realizadas.

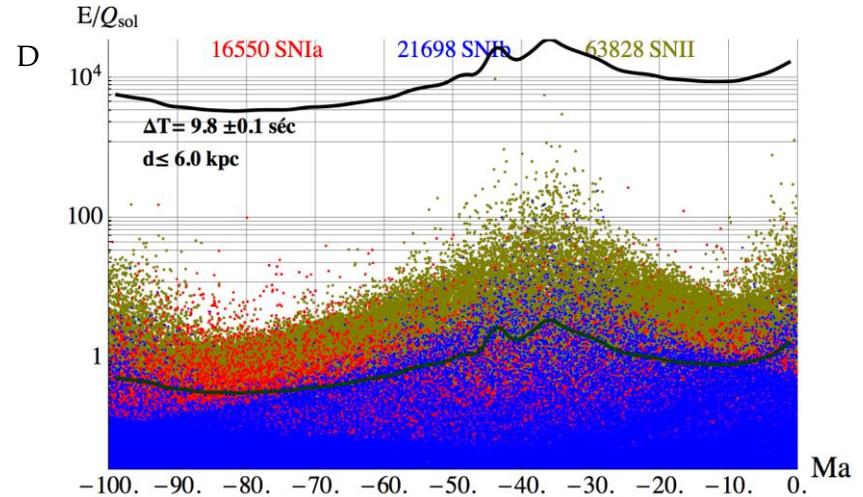
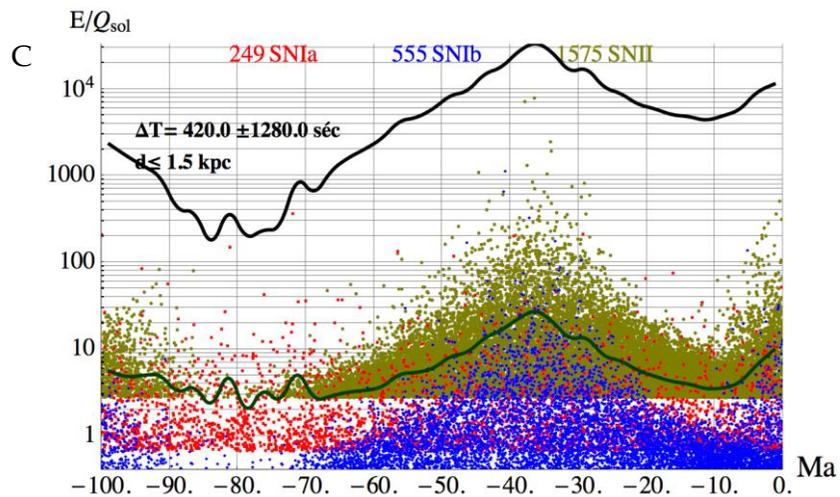
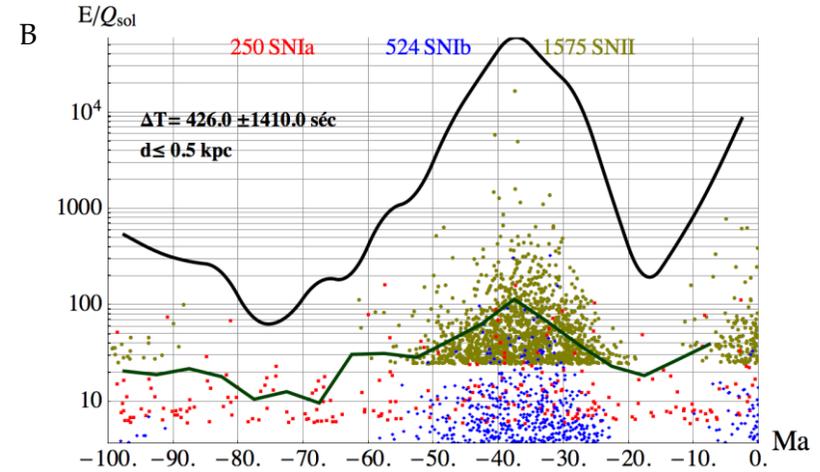
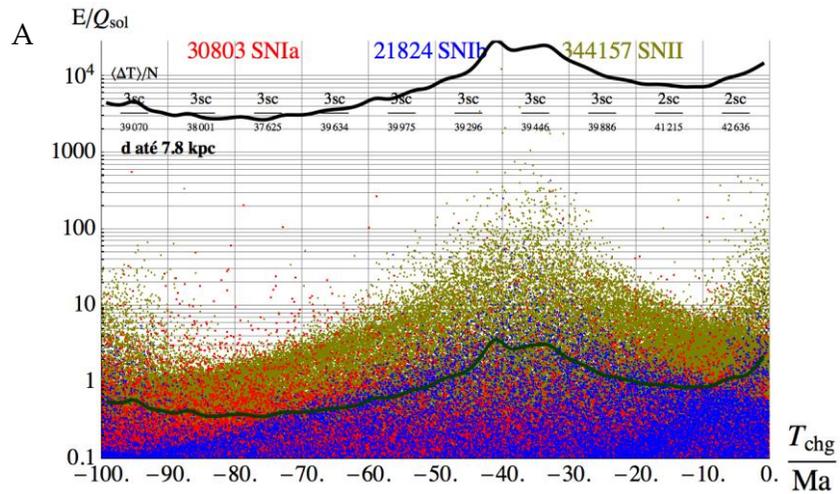


Figura 48 - Exemplos de resultados de uma simulação em 100 Ma. Linha preta é o fluxo total que chega à Terra e linha verde o fluxo médio por SN. A) SN limitadas por fluxo, até $0,1 Q_{sol}$; B) Fluxo das SN que ocorrem a menos de $0,5$ kpc; C) Fluxo das SN que ocorrem a menos de $1,5$ kpc; D) Fluxo das SN que ocorrem a menos de $6,0$ kpc.

O gráfico A mostra a variação do fluxo ao longo dos 100 Ma limitada a $0,1Q_{\text{Sol}}$. Ou seja, apresenta todas as SN cujo o fluxo chegou à Terra com pelo menos 0,1 o valor da constante solar ($Q_{\text{Sol}} = 1366 \text{ J/s/m}^2$). Verifica-se que as SN mais longínquas se situaram até 7,8 kpc. Contabilizaram-se 344.147 SNII, 21.824 SNIbc e 30.803 SNIa.

Nos gráficos B, C e D estão SN limitadas por distância ao Sol. O gráfico B, limitado a 0,5 kpc, mostra a influência das SNII no fluxo energético. Verifica-se também que as SNII e as SNIbc surgem apenas na passagem pelos braços, tal como definido no modelo. Ocorre 1 SN a esta distância a cada 426 ± 1410 séculos. A grande variação é esperada visto que existe uma grande diferença de intervalo de tempo entre braços e zona interbraços. Contabilizaram-se 1575 SNII, 524 SNIbc e 250 SNIa.

O gráfico C aumenta a distância para 1,5 kpc e verifica-se que o erro no intervalo entre SN se mantém. Só quando se aumenta a distância para 6 kpc é que o erro se torna insignificante, com um intervalo entre SN de $9,8 \pm 0,1$ séculos (gráfico D). Isto deve-se ao aumento de SN na zona interbraços que reduz a diferença entre esta e a região dos braços. É possível observar que mesmo a 1,5 kpc já existe contribuição do fluxo de SNII na região interbraços, algo que se acentua com o aumento da distância para 6 kpc.

A figura 49 mostra a variação do fluxo energético ao longo dos últimos 100 Ma após 245 simulações.

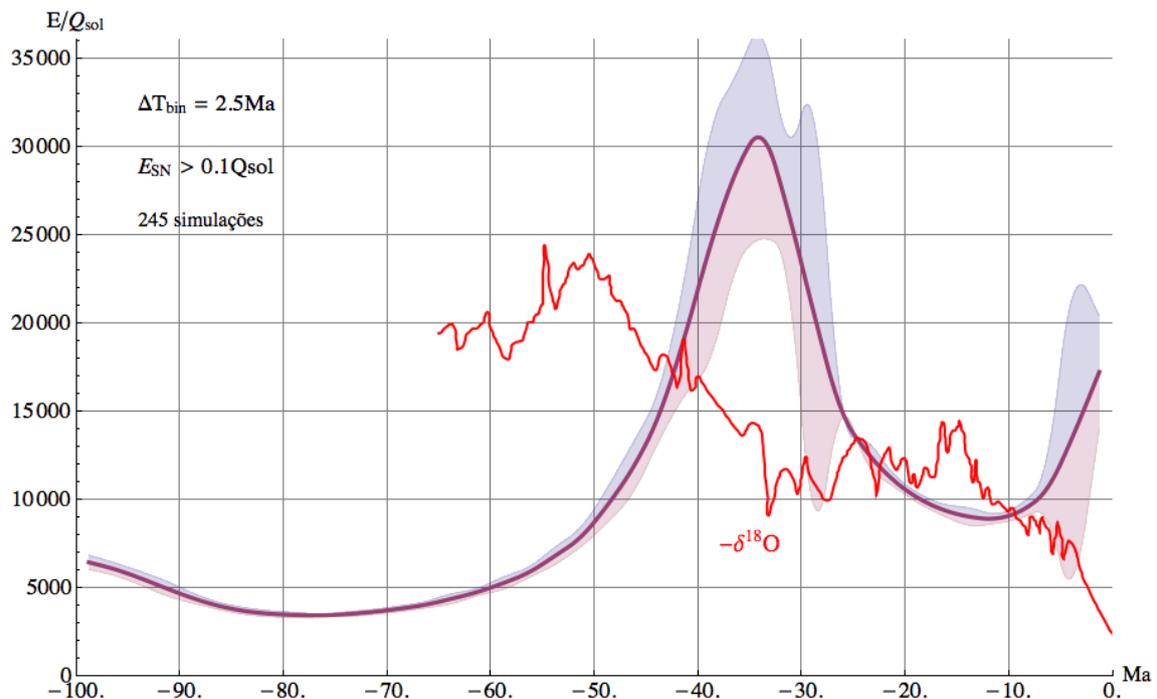


Figura 49 - Variação do fluxo de energético de SN limitado a $0,1 Q_{\text{Sol}}$ ao longo dos últimos 100 Ma após 245 simulações. A vermelho está a curva do $\delta^{18}\text{O}$ de Zachos *et al.* (2008) invertida para comparação.

O valor médio do fluxo foi feito a cada 2,5 Ma. O desvio padrão aumenta nas zonas dos braços, tal como seria esperado. Isto deve-se a eventos de SN muito próximas, algo que é esperado que ocorra na passagem dos braços. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ foram multiplicados por um factor de ajuste de forma a serem visíveis no gráfico, já que a sua escala de valores (entre os -2 e os 5) não é comparável aos valores do fluxo energético das SN (na escala dos milhares).

Verifica-se que existe uma ligação entre os dois, mas não uma correlação. A passagem pelos braços acentua o aumento do $\delta^{18}\text{O}$, enquanto nas zonas interbraços se verifica uma estabilização, com oscilações, do mesmo. Numa perspectiva de influência do ambiente galáctico sobre o clima na Terra este seria o efeito esperado para o Cenozoico, Era em que se verifica uma tendência de aumento do $\delta^{18}\text{O}$. As SN mostram assim um sinal no clima, mas que não pode ser dissociado da tectónica, composição atmosférica, AS, vulcanismo e outros parâmetros climáticos.

5.3 Registo Fóssil dos Sirénios

5.3.1 Paleogeografia

O registo fóssil dos sirénios foi compilado através de extensa revisão bibliográfica. Dela revisão resultaram um total de 399 registos, no entanto apenas 230 se encontram tabelados e 263 mapeados. O registo dos mapeados é composto por 25 fósseis do Norte de África e 238 da Europa. No que respeita às tabelas, no Miocénico, que está dividido em 3 intervalos, a separação entre o Inferior e o Médio é feita no Burdigaliano. Fósseis datados de Burdigaliano-Langhiano são colocados no Miocénico Médio, assim como os datados de Serravaliano-Tortoniano são colocados no Superior.

Como o registo europeu é extenso, com diversos registos classificados pelo menos ao nível do género, os registos com um grau de classificação inferior não foram tabelados (Tabelas 25 a 32), e apenas utilizados para o mapeamento quando se tratavam de registos paleogeograficamente relevantes (Fig. 50 a 55). A grande quantidade do registo fóssil europeu manifesta-se também na sua diversidade taxonómica, apresentando 3 famílias, 12 géneros, 20 espécies e 1 subespécie.

No caso do registo norte africano, devido à escassez de fósseis, tabelaram-se todos os indivíduos, com excepção de um registo fóssil do miocénico devido à incerteza na sua datação, já que se trata de um registo indicado genericamente como pertencente ao Miocénico do Egipto (zona do Istmo do Suez). Está classificado apenas como pertencente à Ordem Sirenia (Gervais, 1872; Zalmout, 2008). No entanto, apesar de fraco em quantidade, o registo africano apresenta uma variabilidade específica notável, com 12 espécies pertencentes a 7 géneros, todos da família Dugongidae.

A tabela 24 mostra a distribuição quantitativa do registo fóssil do ponto de vista taxonómico.

Tabela 24 - Percentagens do registo fóssil identificadas até determinado grau taxonómico. Fósseis classificados à Subfamília foram agrupados na categoria de Família.

	Ordem	Família	Género	Espécie
Europa	31,6%	4,0%	18,0%	46,4%
África	19,2%	7,7%	15,4%	57,7%
Total	30,8%	4,3%	17,8%	47,1%

Tabela 25 - Registo fóssil de sirénios do Eocénico na Europa e Norte de África.

EOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Itália	NO de Roncá (Verona)	Eocénico Médio	Zei & Moncharmont, 1987
<i>Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Itália	NO de Roncá (Verona)	Eocénico Médio	Zei & Moncharmont, 1987
<i>Anisosiren pannonica</i>	Kordos 1979	Hungria	Oroszlány (Komárom-Esztergom)	Eocénico Médio	Kordos, 2002; Sorbi, 2007
<i>Sirenavus hungaricus</i>	Kretzoi 1941	Hungria	Felsogalla (Tatabánya, Komárom-Esztergom)	Luteciano	Savage, 1976
<i>Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Espanha	Vich (Osona)	Luteciano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Protosiren fraasi</i>	Abel 1904	Egipto	Jabal Mokattam, Cairo	Luteciano	Caria, 1957; Zalmout, 2008
<i>Libysiren sickenbergi</i>	Heal 1973	Líbia	Bu el Haderait	Luteciano	Heal, 1973; Zalmout, 2008 ¹
<i>Protosiren sp.</i>	Abel 1904	Egipto	Wadi el Rayan, Fayum	Luteciano	Zalmout, 2008
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Illiger 1811	Tunísia	Gebel Torzza	Luteciano	Batik & Fejfar, 1990; Zalmout, 2008
<i>Eosiren abeli</i>	Sickenberg, 1934	Egipto	Jabal Mokattam, Cairo	Luteciano	Zalmout, 2008
<i>Eotheroides aegyptiacum</i>	Owen, 1875	Egipto	Jabal Mokattam, Cairo	Luteciano	Caria, 1957; Zalmout, 2008

EOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Protosiren minima</i>	Desmarest 1822	França	Blaye (Gironde)	Luteciano- Bartoniano	Domning, 1996
<i>Prototherium intermedium</i>	Bizzotto 1983	Espanha	Tona (Osona, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>Prototherium intermedium</i>	Bizzotto 1983	Espanha	Castellbell i Vilar (Bages, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Sata Cilia (Jacetania, Huesca)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989; Astibia <i>et al.</i> , 1999
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Pobla de Claramunt (Anoia, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Vilanova del Camí (Anoia, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Seva (Osona, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Ripoll (Ripollès, Girona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Sant Julià de Vilatorrada (Osona, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Prototherium</i> sp.	de Zigno 1887	Espanha	Castellbell i Vilar (Bages, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989

EOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>?Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Espanha	Sant Feliu de Codines (Vallès Oriental, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>?Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Espanha	Sant Vincenç de Castellet (Bages, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>?Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Espanha	Castellbell i Vilar (Bages, Barcelona)	Bartoniano	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Illiger 1811	Egipto	Khashm el Raqaba (deserto - este)	Bartoniano	Gingerich <i>et al.</i> , 2007; Zalmout, 2008
<i>?Prototherium sp.</i>	de Zigno 1887	Espanha	Odena (Anoia, Barcelona)	Bartoniano Superior	Pilleri <i>et al.</i> , 1989
<i>Protosiren smithae</i>	Domning & Gingerich, 1994	Egipto	Wadi Al Hitan, Fayum	Priaboniano	Zalmout, 2008
<i>Eotheroides sandersi sp.</i> nov.	Zalmout 2008	Egipto	Wadi Al Hitan, Fayum	Priaboniano	Zalmout, 2008 ²
<i>Eotheroides clavigerum sp.</i> nov.	Zalmout 2008	Egipto	Wadi Al Hitan, Fayum	Priaboniano	Zalmout, 2008 ²
<i>Eosiren stromeri</i>	Abel 1913	Egipto	Qasr el Sagha, Fayum	Priaboniano	Sickenberg, 1934; Zalmout, 2008

EOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
Dugongidae	Gray 1821	Líbia	Dor el Talha	Priaboniano	Savage, 1969, 1971, 1977; Heal, 1973; Wight, 1980; Zalmout, 2008
<i>Eosiren libyca</i>	Andrews, 1902	Egipto	Qasr el Sagha, Fayum	Priaboniano	Caria, 1957; Siegfried, 1967; Zalmout, 2008
<i>?Protosiren sp.</i>	Abel 1904	Roménia	Cheile Baciului (Cluj- Napoca)	Priaboniano	Suraru & Codrea, 1988
<i>Prototherium veronense</i>	de Zigno 1875	Itália	NO de Roncá (Verona)	Priaboniano	Savage, 1976; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Prototherium veronense</i>	de Zigno 1875	Itália	Priabona (Monti di Malo, Vicenza)	Priaboniano	Piccoli, 1966; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Prototherium intermedium</i>	Bizzotto 1983	Itália	Possagno (Treviso)	Priaboniano	Bizzarini <i>et al.</i> , 1977; Bizzotto, 1983
<i>Prototherium intermedium</i>	Bizzotto 1983	Itália	Dalla Val Maor (Treviso)	Priaboniano	Zei & Moncharmont, 1987
<i>Halitherium taulannense</i>	Sagne 2001	França	Taulanne (Provença-Alpes- Costa Azul)	Priaboniano	Sagne, 2001
<i>Paralitherium tarkanyense</i>	Kordos 1977	Hungria	Felsotarkany (Eger, Heves)	Eocénico Superior	Kordos, 2002; Sorbi, 2007

¹ Descrito na tese de doutoramento de Geoffrey John Heal (1973), mas não publicado.

² Descritos na tese de doutoramento de Iyad Zalmout (2008), com futura publicação em dezembro de 2012.

O registo eocénico Europeu é dominado pelo género *Prototherium*. Espanha tem o maior número de registos, juntando-se aos referidos na tabela 25 outros nas regiões de Navarra, Barcelona e Girona. Na região de Navarra existem 2 registos classificados como Dugongidae indeterminado, pertencentes ao Luteciano Superior e à transição entre o Luteciano e o Bartoniano (Astibia *et al.*, 2010). Estão descritos mais 3 registos de *?Prototherium* sp. do Bartoniano em Pilleri *et al.* (1989), 2 em Castellbell i Vilar e 1 em Tona, aos quais se juntam outros 7 classificados como *Sirenia incertae sedis* (Sant Julià de Villatorra (1), Pobla de Claramunt (1), Castellbell i Vilar (3), Sant Feliu de Codines (1) e Odena (1)), não tabelados nem colocados nos mapas, visto não acrescentarem valor paleogeográfico aos dados.

Foram encontrados recentemente dois registos fósseis de sirénios do Eocénico de Navarra (Huesca) que incluem dois crânios. No entanto o material ainda está em estudo na Universidad de Zaragoza (comentário pessoal de Ainara Badiola), não existindo ainda qualquer publicação sobre o material recuperado.

O registo fóssil norte africano é menos rico que o europeu. Por essa razão todos os registos se encontram nas tabelas de registo fóssil desta região, incluindo os não classificados além de Ordem ou Família.

Apesar do fraco registo fossilífero, o Eocénico é o período com maior abundância no registo fóssil de sirénios nesta margem do Mar Mediterrâneo. Alguns géneros são exclusivos desta costa, o *Eosiren*, o *Eotheroides* e o *Libysiren*. Os dois primeiros, juntamente com o género, também europeu, *Protosiren*, dominaram o Eocénico do Norte de África, com particular abundância no Egipto.

Na figura 50 encontra-se a distribuição paleogeográfica dos registos indicados na tabela anterior.

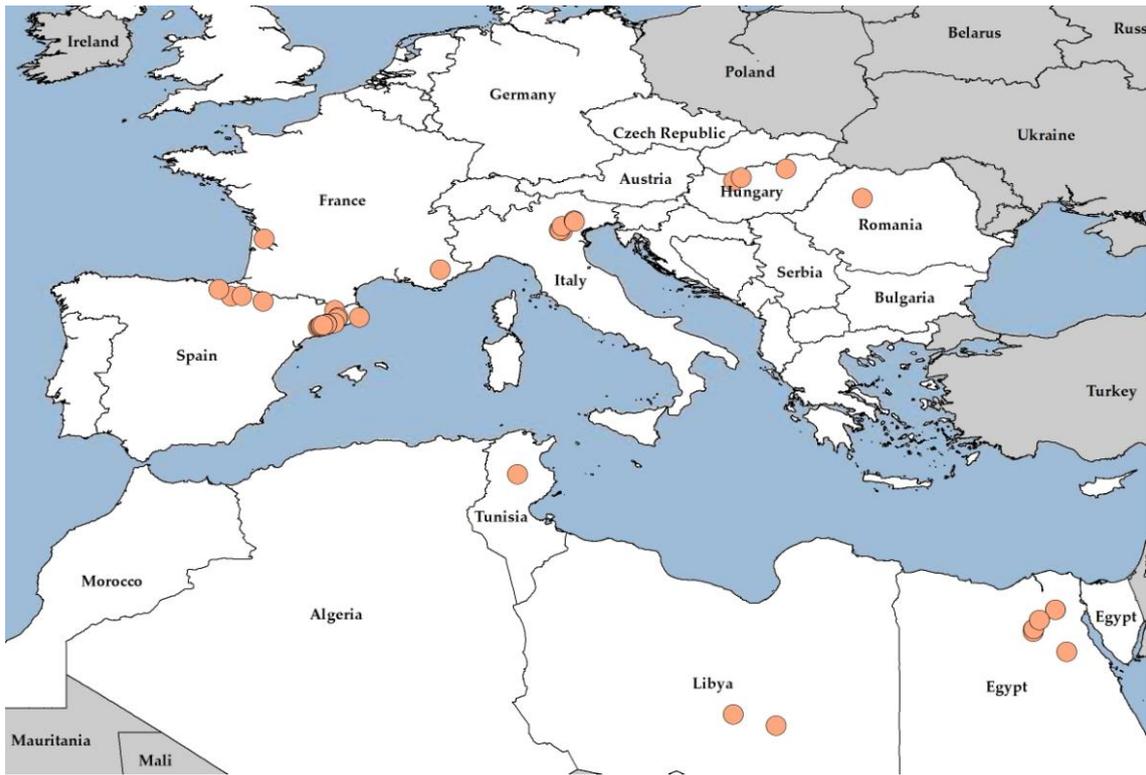


Figura 50 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Eocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.

Tabela 26 - Registo fóssil de sirénios do Oligocénico na Europa e Norte de África.

OLIGOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Halitherium schinzii</i> <i>lareolensis</i>	Pilleri 1897	França	La Réole (Langon, Girona)	Rupeliano Inferior	Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	França	Rauzan (Girona)	Rupeliano	Cahuzac & Audouin, 2005
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Itália	Monte Grumi (Castel Gomberto, Vicenza)	Rupeliano	Depéret & Roman, 1920; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Itália	Monteviale (Vicenza)	Rupeliano	Dal Piaz, 1937; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Alemanha	Kirchheller Heide (Recklinghausen)	Rupeliano	Voss, 2012
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Alemanha	Kaiserberg (Duisburg)	Rupeliano	Voss, 2008
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	França	Vayres-sur-Essonne (Essonne)	Rupeliano	Merle <i>et al.</i> , 2002
<i>Eosiren imenti</i>	Domning <i>et al.</i> , 1994	Egipto	Jabal Qatrani, Fayum	Rupeliano	Domning <i>et al.</i> , 1994; Zalmout, 2008
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Illiger 1811	Tunísia	Djebel ech Cherichira	Oligocénico	Savage, 1969; Zalmout, 2008
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Bélgica	Hoboken (Antuérpia)	Oligocénico	Hartlaub, 1886; Caria, 1957
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	França	próximo de Bordéus	Oligocénico	Caria, 1957

OLIGOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	França	próximo de Paris	Oligocénico	Caria, 1957
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Suíça	Rodersdorf (Cantão de Basileia)	Oligocénico	Caria, 1957
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Suíça	Dornach (Cantão de Soleura)	Oligocénico	Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Suíça	Blauen (Cantão de Berna)	Rupeliano-Chatiano	Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Suíça	Brislach (Cantão de Berna)	Rupeliano-Chatiano	Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Suíça	Kleinblauen (Cantão de Berna)	Rupeliano-Chatiano	Pilleri, 1987
<i>Halitherium sp.</i>	Kaup 1838	Itália	Millesimo (Savona)	Chatiano	Mastrorilli, 1973; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Halitherium christolii</i>	Fitzinger 1842	Áustria	Linz (Alta Áustria)	Chatiano	Spillmann, 1973; Sorbi, 2007
<i>Halitherium christolii</i>	Fitzinger 1842	Áustria	Perg (Alta Áustria)	Chatiano	Spillmann, 1973
<i>Halitherium christolii</i>	Fitzinger 1842	Áustria	Wallsee (Amstetten)	Chatiano	Spillmann, 1973

OLIGOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Halitherium schinziii</i>	Kaup 1838	Alemanha	Flonheim (Alzey-Worms)	Oligocénico Superior	Caria, 1957; Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Alemanha	Weinheim (Rhein-Neckar-Kreis)	Oligocénico Superior	Pilleri, 1987
<i>Halitherium schinzii</i>	Kaup 1838	Alemanha	Alzey (Alzey-Worms)	Oligocénico Superior	Pilleri, 1987
<i>Halitherium sp.</i>	Kaup 1838	Suíça	Vaulruz (Cantão de Friburgo)	Oligocénico Superior	Pilleri, 1987
<i>Anomotherium langewieschei</i>	Siegfried 1965	Alemanha	Bunde (Herford)	Oligocénico Superior	Siegfried, 1965; Savage, 1976

Ao longo do Oligocénico o registo é dominado pelo género *Halitherium*, surgindo apenas um registo da espécie *Anomotherium langewieschei*, que é um miosirenídeo, da família Trichechidae. Este registo é um dos 4 que surgem na Europa pertencentes a esta subfamília, por agora colocada na família dos manatins. Dentro das subfamílias conhecidas, esta é aquela que representa o maior desafio taxonómico, estando ainda em discussão pela comunidade científica a sua colocação adequada no seio das famílias de sirenídeos. No Norte de África apenas dois registos, um na Tunísia, não classificado para além da Ordem, e outro no Egipto, indicando a presença do género *Eosiren*, já conhecido do Eocénico.

Existe ainda 1 registo europeu de referir, proveniente da ilha de Malta, datado da transição do Chatiano para o Aquitaniano, sendo assim o registo mais antigo desta ilha mediterrânica, e classificado como Dugongidae indeterminado (Bianucci *et al.*, 2011). Acrescenta-se um classificado como Dugonginae de Cavarzano, Itália (Zei & Moncharmont, 1987; Sorbi, 2007)

A consulta de Pilleri (1987) permite adicionar ao registo fóssil europeu mais 55 registos, descritos na tabela 27. A razão pela qual estes registos não se encontram tabelados ou mapeados é a mesma apresentada para os do Eocénico.

Tabela 27 - Registos não tabelados nem mapeados para o Oligocénico europeu (fonte Pilleri, 1987).

Oligocénico			
País	Localidade	Classificação	Nº de Registos
Suíça	Cantão de Berna	<i>Sirenia incertae sedis</i>	8
	Cantão de Soleura	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Cantão de Friburgo	<i>Halitherium</i> sp.	1
	Blauen (Cantão de Berna)	<i>Halitherium</i> sp.	1
	Kleinblauen (Cantão de Berna)	<i>Halitherium</i> sp.	2
	Kleinblauen (Cantão de Berna)	<i>Halitherium schinzii</i>	3
	Kleinblauen (Cantão de Berna)	? <i>Halitherium</i>	1
França	Região de Gironda	<i>Sirenia incertae sedis</i>	6
	La Réole (Gironda)	<i>Halitherium</i> sp.	4
	La Réole (Gironda)	<i>Halitherium schinzii</i>	3
	La Réole (Gironda)	? <i>Halitherium</i>	6
Alemanha	Região de Mainz	<i>Sirenia incertae sedis</i>	14
	Flonheim	<i>Halitherium schinzii</i>	3
	Alzey	<i>Halitherium schinzii</i>	2
			55

Na figura 51 encontra-se a distribuição paleogeográfica dos registos indicados na tabela 26.

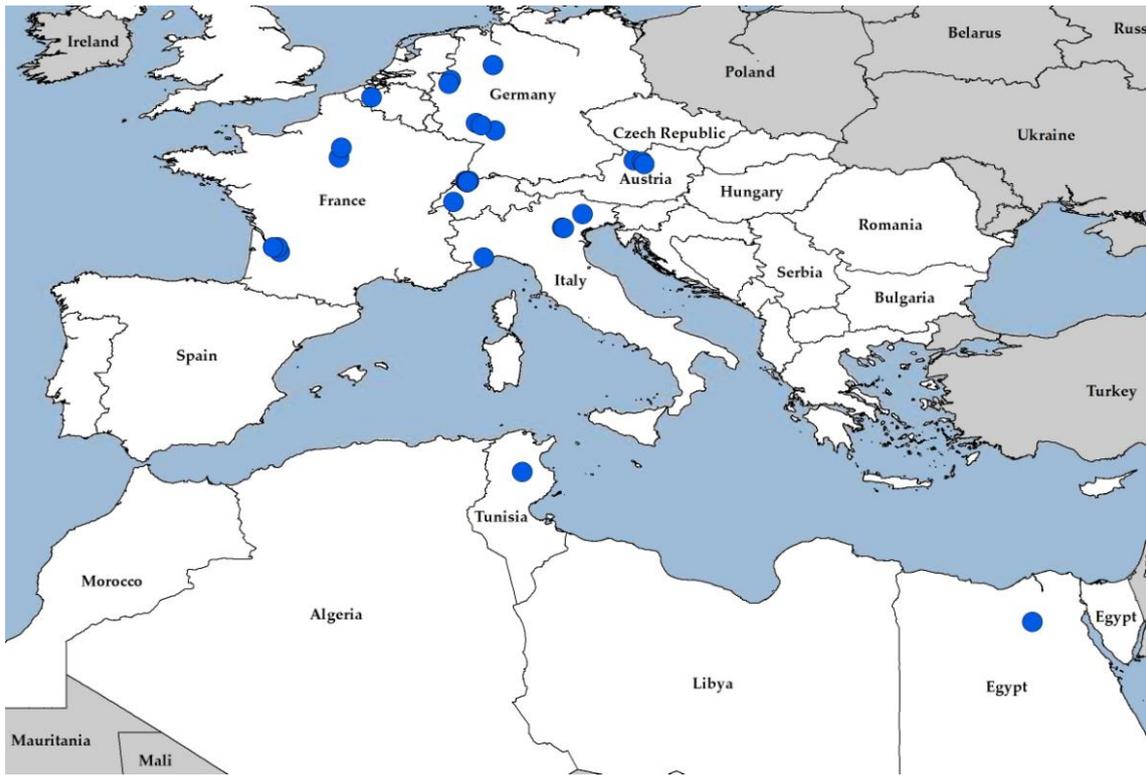


Figura 51 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Oligocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido..

Tabela 28 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Inferior na Europa e Norte de África.

MIOCÉNICO INFERIOR					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Sicília	Ragusa	Miocénico Inferior	Hopwood, 1927; Bianucci <i>et al.</i> , 2011
<i>Rytiodus capgrandi</i>	Lartet 1866	França	Bournic (Lot-et-Garonne)	Aquitaniense	Caria, 1957; Pilleri, 1987
<i>Rytiodus capgrandi</i>	Lartet 1866	França	Saint-Morillon (Gironde)	Aquitaniense	Domning & Sorbi, 2011
<i>Rytiodus capgrandi</i>	Lartet 1866	França	Léognan (Gironde)	Aquitaniense	Domning & Sorbi, 2011
<i>Rytiodus capgrandi</i>	Lartet 1866	França	L'Ariège (Gironde)	Aquitaniense	Domning & Sorbi, 2011
<i>Metaxytherium aquitaniae</i>	Pilleri 1897	França	Courtebotte (Langon, Gironde)	Aquitaniense Médio	Pilleri, 1987
<i>Rytiodus capgrandi</i>	Lartet 1866	França	Courtebotte (Langon, Gironde)	Aquitaniense Médio	Pilleri, 1987
? <i>Halitherium sp.</i>	Kaup 1838	Portugal	Túnel do Rossio (Lisboa)	Aquitaniense Médio	Estevens, 2000

MIOCÉNICO INFERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Av. Duarte Pacheco (Lisboa)	Aquitaniense Médio	Estevens, 2000
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Quinta dos Murtais (Lisboa)	Aquitaniense Médio	Estevens, 2000
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Campo de Ourique (Lisboa)	Aquitaniense Médio	Estevens, 2000
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Barreiro da Maruja (Lisboa)	Aquitaniense Médio	Estevens, 2000
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Horta das Tripas (Lisboa)	Aquitaniense- Burdigaliano	Estevens, 2000
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Foz da Fonte (Setúbal)	Burdigaliano Inferior	Estevens, 2000
<i>Halitherium christoli</i>	Fitzinger 1842	Áustria	Wallsee (Amstetten)	Burdigaliano Inferior	Caria, 1957
<i>Halitherium christoli</i>	Fitzinger 1842	Alemanha	Melchingen (Tübingen)	Burdigaliano Inferior	Caria, 1957

MIOCÉNICO INFERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Miosiren kocki</i>	Dollo 1889	Bélgica	Boom (Antuérpia)	Burdigaliano Inferior	Caria, 1957
<i>Miosiren kocki</i>	Dollo 1889	Inglaterra	Felixstowe (Suffolk Coastal)	Burdigaliano Inferior	Domning, 1996; Sorbi, 2008
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Eggenburg (Horn)	Burdigaliano	Pervesler <i>et al.</i> , 1995; Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Missingdorf (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Kattau (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Maigen (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Gauderndorf (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahulezzi</i>	Depéret 1895	Áustria	Egelsdorf (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000

MIOCÉNICO INFERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Bauernhanselgrube (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Schindergraben (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Brunnstube (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Kuhnring (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Reinprechtspolla (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Burgschleinitz (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Sonndorf (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Limberg (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000

MIOCÉNICO INFERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Maissau (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Obermarkersdorf (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Áustria	Retz (Horn)	Burdigaliano	Piller <i>et al.</i> , 2000
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Suíça	Wurenlos (Cantão de Argóvia)	Burdigaliano	Caria, 1957
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Suíça	Safenwil (Cantão de Argóvia)	Burdigaliano	Pilleri, 1987
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Suíça	Magenwil (Cantão de Argóvia)	Burdigaliano	Caria, 1957; Pilleri, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Suíça	Lenzburg (Cantão de Argóvia)	Burdigaliano	Pilleri, 1987
<i>Thalattosiren petersi</i>	Abel 1904	Suíça	Othmarsingen (Cantão de Argóvia)	Burdigaliano	Pilleri, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Alemanha	Baltringen (Biberach)	Burdigaliano	Domning & Thomas, 1987

MIOCÉNICO INFERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	França	Beaucaire (Guard)	Burdigaliano	Domning & Thomas, 1987
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Eslováquia	Horné Strháre (Banskobystrický)	Burdigaliano	Domning & Pervesler, 2001; Sorbi, 2007
<i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	República Checa	Klatovy (Plzeň)	Burdigaliano	Pia & Sickenberg, 1934; Domning & Pervesler, 2001; Sorbi, 2007
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Espanha	Muro (Mallorca)	Burdigaliano	Crusafont-Pairó, 1973; Pilleri <i>et al.</i> , 1989
? <i>Metaxytherium krahuletsi</i>	Depéret 1895	Malta	Mgarr ix-Xini, Gozo	Burdigaliano	Bianucci <i>et al.</i> , 2011
<i>Rytiodus heali</i> n. sp.	Domning 2011	Líbia	Jabal Zelten	Burdigaliano	Zalmout, 2008; Domning & Sorbi, 2011
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Líbia	Jabal Zelten	Burdigaliano	Heal, 1973; Zalmout, 2008
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Illiger 1811	Líbia	Jabal Zelten	Burdigaliano	Heal, 1973; Zalmout, 2008
? <i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Portugal	Quinta do Trindade (Lisboa)	Burdigaliano Médio	Estevens, 2000

MIOCÉNICO INFERIOR					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>?Halitherium sp.</i>	Kaup 1838	Portugal	Quinta das Pedreiras (Lisboa)	Burdigaliano Superior	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium krahuletzi</i>	Depéret 1895	França	La Rochette (Seine-et-Marne)	Burdigaliano Superior	Sorbi, 2008
<i>Metaxytherium medium</i>	Gervais 1847	Suíça	Kohlfirst em Benken (Cantão de Zurique)	Burdigaliano Superior	Pilleri, 1987; Domning & Pervesler, 2001

O Mediterrâneo africano apresenta apenas 3 registos na Líbia para o Miocénico Inferior, no entanto mostra já dois géneros que surgem no Miocénico, o género *Metaxytherium* e o género *Rytiodus*.

Na Europa o Miocénico é dominado pelo género *Metaxytherium*, em particular a espécie *M. krahuletzi*. No Miocénico Inferior ocorrem ainda alguns registos de *Halitherium*, casos de Portugal, Áustria e Alemanha e em França a espécie *Rytiodus capgrandi* parece dominar o Aquitaniano da região de Gironde. Refira-se ainda a presença do género *Thalattosiren*, menos abundante no contexto fóssil europeu.

O Burdigaliano é dominado pela espécie *M. krahuletzi*, particularmente no centro europeu (Áustria, Suíça, Eslováquia, República Checa), com uma possível ocorrência em Malta. É nesta idade que surgem também 2 registos da espécie *Miosiren kocki*, da subfamília Miosireninae, um na Bélgica e o outro em Inglaterra.

O mapa da distribuição paleogeográfica do Miocénico Inferior (Fig. 52) mostra como os sirénios mantiveram a sua forte abundância, já registada no Oligocénico.

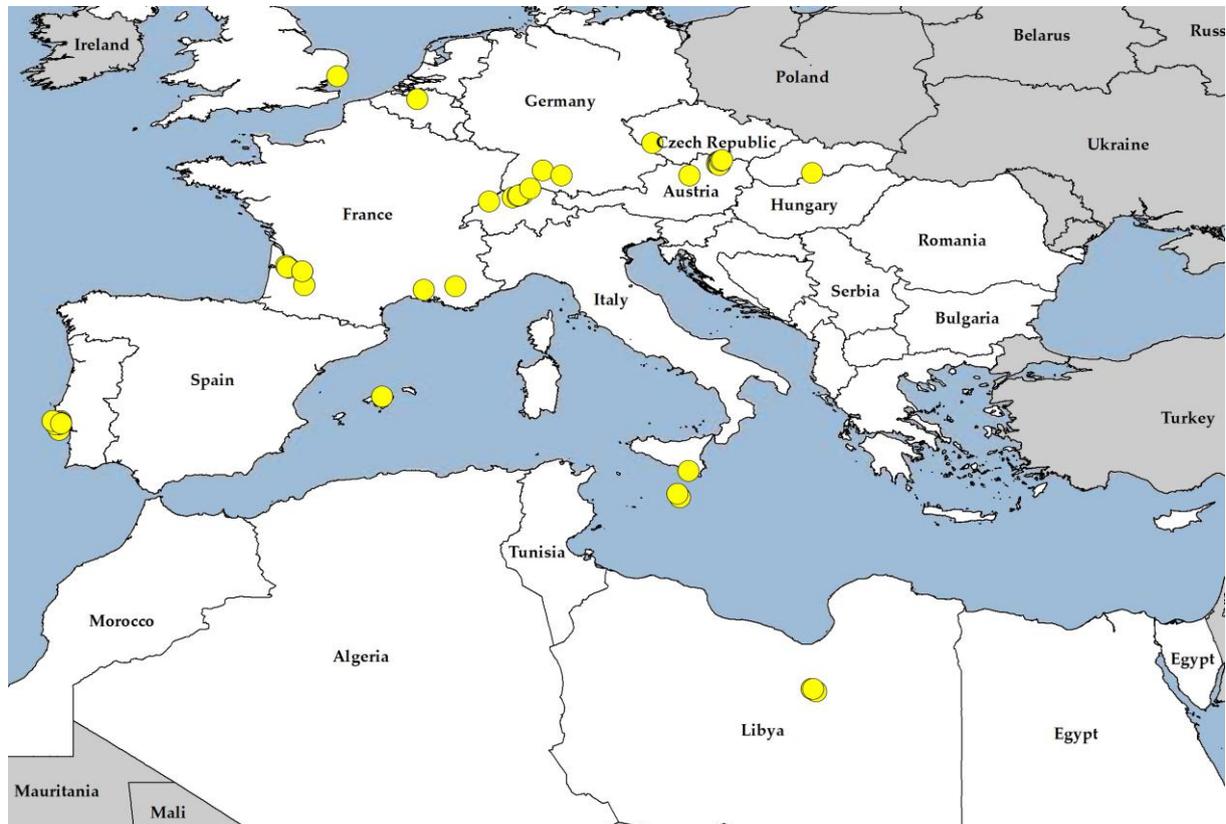


Figura 52 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Inferior. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido..

Tabela 29 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Médio na Europa e Norte de África.

MIOCÉNICO MÉDIO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Halitherium</i> sp.	Kaup 1838	Espanha	Montalbán (Córdoba)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Olèrdola (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Pillari <i>et al.</i> , 1989
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Espanha	Santa Margarida i Monjos (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Pillari <i>et al.</i> , 1989
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Penyafel (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Sant Pau d'Ordal (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Saint Sadurní d'Anoia (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Espanha	Subirats (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973; Pillari <i>et al.</i> , 1989
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Espanha	Castellví de la Marca (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano- Langhiano	Pillari <i>et al.</i> , 1989

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Mas Francàs (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	La Bisbal del Penedès (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Sant Llorenç Savall (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	La Múnia (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Altafulla (Tarragonés, Tarragona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Roda de Barà (Tarragonés, Tarragona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Penhasco na ponta de Barà (Tarragonés, Tarragona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Salomó (Tarragonés, Tarragona)	Burdigaliano-Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Sancelles (Inca, Maiorca)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Santa Margarida (Maiorca)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Espanha	Felanitx (Maiorca)	Burdigaliano- Langhiano	Crusafont-Pairó, 1973
<i>Prohalicore dubaleni</i>	Flot 1887	França	Odon (Tartas, Landes)	Langhiano	Caria, 1957
<i>Thalattosiren petersi</i>	Abel 1904	Áustria	Mannersdorf (Bruck)	Langhiano	Caria, 1957; Domning, 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Sardenha	Bosa (Oristano)	Langhiano	Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium lovisati</i>	Capellini 1886	Sardenha	Monte Fiocca (Sassari)	Langhiano	Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium medium</i> ¹	Desmarest 1822	Portugal	Quinta da Farinheira (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Portugal	Quinta da Silvéria (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Portugal	Areiro do José da Graça (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Portugal	Olival da Susana (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Portugal	Quinta Grande (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Portugal	Courelas do Covão (Lisboa)	Langhiano	Estevens, 2000
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Aubin-d'Aubigné	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Grégoire	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Tréfumel	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Jacques-de-la-Lande	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Chartres-de-Bretagne	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Noyal-sur-Brutz	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Chazé-Henry	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928; Lécuyer <i>et al.</i> , 1996
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Junat	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Le Quiou	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Lormandiére (La chausserie)	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Chanteloup (Bruz)	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Erbray	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Petit-Auverné	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Aignan	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	La Chevrolière	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Touvois	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Vertous	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Sceaux-d'Anjou	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Lasse (perto de Angers)	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928

MIOCÊNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Saturnin	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Chavagnes	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Faveraye	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Gonnord	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Aubigné	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Tigné	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Martigné-Briand	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Soulanger	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928

MIOCÊNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Doué-la-Fontaine	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Sainte-Maure de Tourraine	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Manthelan	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Villebarou	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	La Chapelle-Heulin	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Saint-Lumine-de-Cisson	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Montaigu	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Pouancé	Langhiano-Serravaliano	Cottreau, 1928

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Noellet	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Noyant-la-Gravoyère	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Cherré - Le Plessis	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Contigné	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	França	Noyant-sous-le-Lude	Langhiano- Serravaliano	Cottreau, 1928
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Sardenha	Tissi (Sassari)	Langhiano- Serravaliano	Carboni & Kotsakis, 1983; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Itália	Quartel de Catanzaro	Miocénico Médio	Neviani, 1886; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Eslováquia	Sandberg (Devinska Nová Ves)	Serravaliano	Sabol & Holec, 2002
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Eslováquia	Sandberg (Devinska Nová Ves)	Serravaliano	Sabol & Holec, 2002

MIOCÉNICO MÉDIO

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Thalattosiren petersi</i>	Abel 1904	Eslováquia	Sandberg (Devinska Nová Ves)	Serravaliano	Sabol & Holec, 2002
Dugongidae	Gray 1821	Tunísia	Bled ed Douarah	Serravaliano	Robinson & Black, 1969; Zalmout, 2008

¹ O registo da Quinta da Farinheira (Estevens, 2000) é sugerido por Sorbi (2007) como possível registo de *M. krahuletzi*.

O Miocénico Médio norte africano é representado por apenas 1 registo, classificado como Dugongidae e pertencente ao Serravaliano da Tunísia. Desta forma é o intervalo miocénico com menor representação no contexto do Mediterrâneo africano, o que contrasta com o contexto europeu onde o Miocénico Médio é o intervalo temporal com maior quantidade de registos fósseis.

A espécie *M. medium* domina totalmente os ambientes costeiros europeus no Miocénico Médio, estendendo o seu domínio ao final do Tortoniano, no Miocénico Superior. É encontrada nas costas Atlânticas de Portugal e França (onde domina na região de Aquitânia e do Mar de Faluns), nas costas Mediterrânicas de Espanha, França, Sardenha e Grécia, surgindo ainda nas águas do Paratétis Central da Eslováquia e Suíça. Refira-se que embora possa ter ocorrido, não existe qualquer registo desta espécie na costa norte africana.

Os 3 registos de *Thalattosiren petersi* (Burdigaliano suíço, Langhiano austríaco e Serravaliano eslovaco) parecem indicar que esta espécie era representada por populações que habitavam as bacias do Paratétis Central durante o Miocénico Médio.

No que respeita a outros registos omitidos, de referir os catálogos descritivos de Pilleri (1987) e Pilleri *et al.* (1989), onde é possível completar o Miocénico Inferior e Médio europeu com mais 84 registos, descritos na tabela 30, e outros 11 registos de Dugongidae em Malta (Bianucci *et al.*, 2011).

Tabela 30 - Registos não tabelados nem mapeados para o Miocénico Inferior e Médio europeu (fonte Pilleri, 1987; Pilleri *et al.*, 1989; Pilleri, 1990; Plusquellec e Racheboeuf, 2000).

Miocénico Inferior e Médio			
País	Localidade	Classificação	Nº de Registos
Suíça	Cantão de Zurique	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
	Cantão de Berna	<i>Sirenia incertae sedis</i>	6
	Cantão de Argóvia	<i>Sirenia incertae sedis</i>	34
	Cantão de Vaud	<i>Sirenia incertae sedis</i>	4
	Cantão de Neuchâtel	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Cantão de Jura	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Cantão de Basileia	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Cantão de Schaffhausen	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
	Magenwil (Cantão de Argóvia)	<i>Metaxytherium sp.</i>	1
França	Raedersdorf	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
	Região de Gironde	<i>Sirenia incertae sedis</i>	3
	Rennes	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
	Indre-et-Loire	<i>Sirenia incertae sedis</i>	3
	Tréfumel	<i>Metaxytherium medium</i>	1
Áustria	Região de Viena	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
Espanha	Subirats	<i>Metaxytherium sp.</i>	3
	Subirats	<i>Sirenia incertae sedis</i>	4
	Moja	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Sant Pere de Ribes	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
	Banyeres del Penedès	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Bará	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	La Bisbal del Penedès	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Oliva del Penedès	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	Roda de Berà	<i>Sirenia incertae sedis</i>	1
	La Secuita	<i>Sirenia incertae sedis</i>	2
Cerro Gordo	<i>Metaxytherium sp.</i>	1	
			84

No trabalho de Crusafont-Pairó (1973) existe um número maior de registos fósseis catalogados do que os apresentados nas tabelas anteriores, mas a ausência de descrição não

permite distinguir se se tratam de fósseis distintos ou apenas número de estruturas ósseas fossilizadas, pelo que se assumiu que sempre que surgia um registo numa localidade não descrito por outro autor se tratava de 1 registo fóssil.

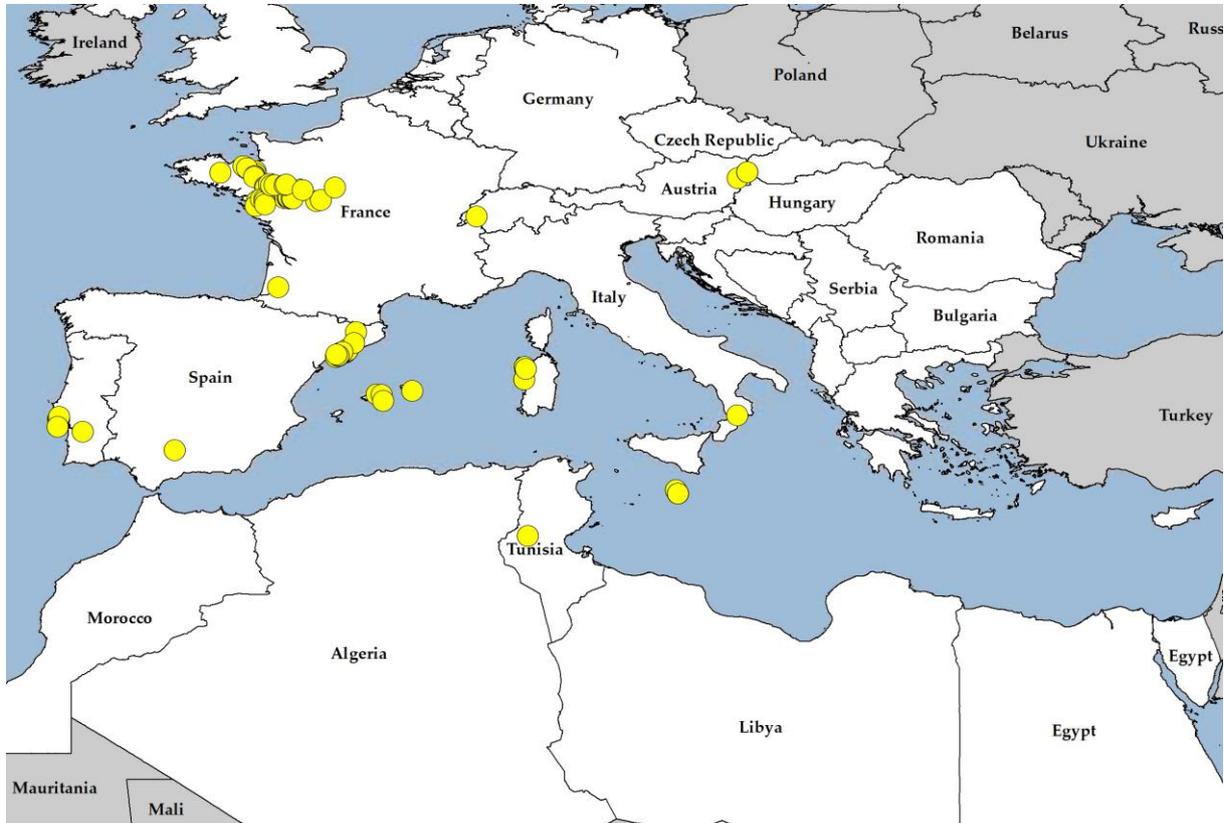


Figura 53 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Médio. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido.

Tabela 31 - Registo fóssil de sirénios do Miocénico Superior na Europa e Norte de África.

MIOCÉNICO SUPERIOR					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia	Stylos (este de Chania)	Serravaliano-Tortoniano	Svana <i>et al.</i> , 2010
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Holanda	Eibergen (Gelderland)	Serravaliano-Tortoniano	Hooijer, 1977
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Itália	perto de Cavallino (Lecce)	Tortoniano Inferior	Bianucci <i>et al.</i> , 2003
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia (Ilha de Creta)	Panassos (sul de Heraklion)	Tortoniano	Svana <i>et al.</i> , 2010
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia (Ilha de Creta)	Kotsiana (sudoeste de Chania)	Tortoniano	Svana <i>et al.</i> , 2010
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia (Ilha de Creta)	Timpana (limite de Sitia)	Tortoniano	Markopoulo-Diakantoni & Logos, 2004; Svana <i>et al.</i> , 2010
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia (Ilha de Creta)	Kefala (limite de Sitia)	Tortoniano	Markopoulo-Diakantoni & Logos, 2004; Svana <i>et al.</i> , 2010
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Grécia (Ilha de Creta)	Tripitos (Siteia)	Tortoniano	Svana <i>et al.</i> , 2010

MIOCÉNICO SUPERIOR

Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium medium</i>	Desmarest 1822	Itália	S. Domenica di Ricàdi (Vibo Valentia)	Tortoniano	Zei & Moncharmont, 1987; Carone, 1997
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Itália	Crichi (Catanzaro)	Tortoniano	Neviani, 1886; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Líbia	Qasr Sahabi	Tortoniano- Messiniano	de Heinzelin & El Arnauti, 1987; Zalmout, 2008
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	Líbia	Qasr Sahabi	Messiniano Inferior	Domning & Thomas, 1987; Zalmout 2008
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	Líbia	Qasr Sahabi	Messiniano Inferior (?)	Domning & Thomas, 1987; Zalmout 2008
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Itália	Caria (Vibo Valentia)	Miocénico Superior	Del Campana, 1924; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Itália	Lecce	Miocénico Superior	Borgia, 1981; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Espanha	Creivillente (Alicante)	Miocénico Superior	Sendra Saez, 1998
<i>Metaxytherium sp.</i>	de Christol 1840	Líbia	Qasr Sahabi	Miocénico Superior	Domning & Thomas, 1987; Zalmout 2008

O Norte de África apresenta no Miocénico Superior 4 registos, todos da Líbia. Se contabilizarmos o registo não tabelado nem mapeado devido à fraca datação, o Miocénico é representado por 9 registos norte africanos, ou seja, 36% dos registos fósseis desta região paleogeográfica. O Miocénico terá sido, embora durante o Miocénico Médio ocorra apenas 1 registo, um período de abundância para os sirénios na margem Sul do Mediterrâneo. Existem também 6 registos de Dugongidae em Malta, não tabelados. Encontra-se um mapeado como referência para a sua presença nesta ilha mediterrânica. O género *Metaxytherium* é dominante, tanto em África como na Europa. Durante o Messiniano o *M. serresii* encontra-se registado na Líbia, indicando que aqui existiam ambientes adequados durante a CSM.

Não existe um grande registo fóssil do Messiniano, fortalecendo a ideia de que as populações de sirénios foram severamente afectadas durante este intervalo temporal. No entanto refira-se que existem 2 registos classificados como *Sirenia incertae sedis* da região da Bacia do Sado (Estevens, 2000), indicando que na costa Atlântica portuguesa ainda subsistiam ambientes adequados a estes animais. Os registos de *Metaxytherium* sp. de Itália (Lecce e Carìa) e Espanha (Alicante) apresentados na tabela anterior, não têm uma datação mais precisa que Miocénico Superior pelo que apenas nos permite especular acerca de se serão durante ou pré CSM.

O mapa de distribuição paleogeográfica encontra-se na figura 54. O registo apresentado no mapa na região da Holanda, embora colocado no Miocénico Superior, pertence seguramente ao Oligocénico ou ao início do Miocénico. Trata-se de uma costela rolada, com as extremidades quebradas, recolhida no Mar do Norte juntamente com outros fósseis de odobenídeos (Odobenidae, família de pinípedes da qual hoje o único representante é a Morsa). Mostra transporte e deverá pertencer a sedimentos mais antigos, isto apesar de os restantes fósseis identificados terem sido classificados entre o Pliocénico e o Holocénico (Erdbrink e Van Bree, 1999).

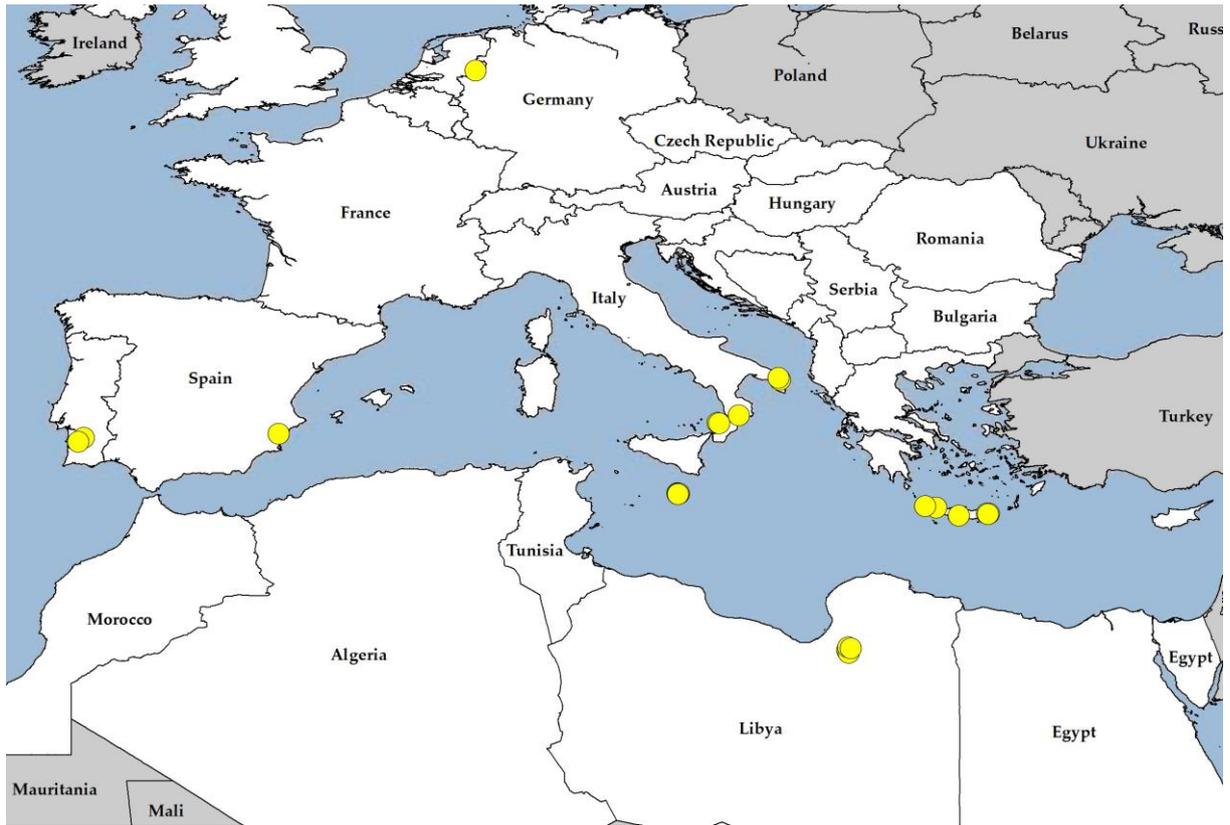


Figura 54 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Miocénico Superior. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido..

Tabela 32 - Registo fóssil de sirénios do Pliocénico na Europa e Norte de África.

PLIOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	Marrocos	Dar bel Hamri	Pliocénico	Ennouchi, 1954; Zalmout, 2008
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	França	Montpellier	Zancliano Inferior	Caria, 1957; Domning & Thomas, 1987
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Camigliano (Siena)	Zancliano Inferior	Sorbi & Vaiani, 2007
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Grosseto (Toscana)	Zancliano Inferior	Tinelli <i>et al.</i> , 2012
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	Líbia	Formação de Sahabi	Zancliano Inferior	Domning & Thomas, 1987
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	França	Boutonnet (Montpellier)	Zancliano	Pilleri, 1987
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Praça Deferrari (Génova)	Zancliano	Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Campagnatico (Grosseto)	Zancliano	Sorbi <i>et al.</i> , 2012

PLIOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Torsero (Savona)	Zancliano	Sorbi <i>et al.</i> , 2012
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Fornaci (Savona)	Zancliano	Sorbi <i>et al.</i> , 2012
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Vale di Pugna (Siena)	Zancliano	Zei & Moncharmont, 1987; Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Rùffulo (Siena)	Zancliano	Canocchi, 1987; Zei & Moncharmont, 1987
<i>Metaxytherium</i> sp.	de Christol 1840	Espanha	Cuenca de Vera (Almeria)	Zancliano	Sendra Saez <i>et al.</i> , 1999
<i>Metaxytherium serresii</i>	Gervais 1847	Espanha	Pilar de la Horadada (Alicante)	Zancliano	Sendra <i>et al.</i> , 1999; Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Fornaci (1km SE de S. Quirico d'Orcia, Siena)	Zancliano Superior	Fondi & Pacini, 1974; Zei & Moncharmont, 1987; Domning & Thomas, 1987
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Mongardino (Bolonha)	Zancliano Superior	Sorbi <i>et al.</i> , 2012

PLIOCÉNICO					
Taxa	Autor	País	Localidade	Época/Idade	Referência (descrição/artigos)
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Montiglio (Casale Monferrato, Asti)	Zancliano Superior	Zei & Moncharmont, 1987; Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Riosto (Bolonha)	Zancliano Superior	Zei & Moncharmont, 1987; Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Bra (Cuneo)	Placenciano	Zei & Moncharmont, 1987; Bianucci <i>et al.</i> , 2008
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Bruno 1839	Itália	Nizza Monferrato (Asti)	Placenciano	Bianucci <i>et al.</i> , 2008; Sorbi <i>et al.</i> , 2012

O registo fóssil pliocénico revela uma redução da área paleogeográfica ocupada pelos sirénios ao longo do Miocénico. O registo é maioritariamente italiano, em particular da região Noroeste de Itália (Piemonte, Ligúria e Toscana), e dominado pela espécie *M. subapenninum*. Ocorrem registos em França e Espanha em locais não distantes desta zona de Itália. Em França existem 3 registos da região de Montpellier, no Golfo de Lyon, (sendo 2 classificados como *Sirenia incertae sedis*, ver Pilleri, 1987). Em Espanha existe um registo de Almería e outro de Alicante, zona de transição entre o Mar de Alboran e o Mar das Baleares. Esta região, uma espécie de grande bacia protegida, formada pelo Mar da Ligúria a Nordeste, o Golfo de Lyon a Norte e os mares de Alboran e das Baleares a Sudoeste surge como o único local com registo fóssil de sirénios no Mediterrâneo do Pliocénico europeu.

Existe ainda 1 registo fóssil de sirénios do pliocénico português, em Olhos d'Água (Estevens, 2000), Algarve. Embora não esteja identificado além da Ordem, este registo composto de fragmentos de restos ósseos indica que a zona do Golfo de Cádiz teve presença de sirénios até ao Pliocénico, e como tal, continha locais com as condições adequadas à presença de indivíduos deste grupo de mamíferos marinhos.

Na margem norte africana apenas se encontra registado *M. serresii*, deixando a indicação de que a espécie *M. subapenninum* se poderá ter limitado às bacias de Itália, França e Espanha. Mas o registo no Golfo de Cádiz marroquino fortalece o registo português e mostra que estas águas Atlânticas tinham ambientes propícios aos sirénios após a CSM.

Na figura 55 encontra-se a distribuição paleogeográfica dos registos indicados na tabela anterior com a adição do registo português referido anteriormente.

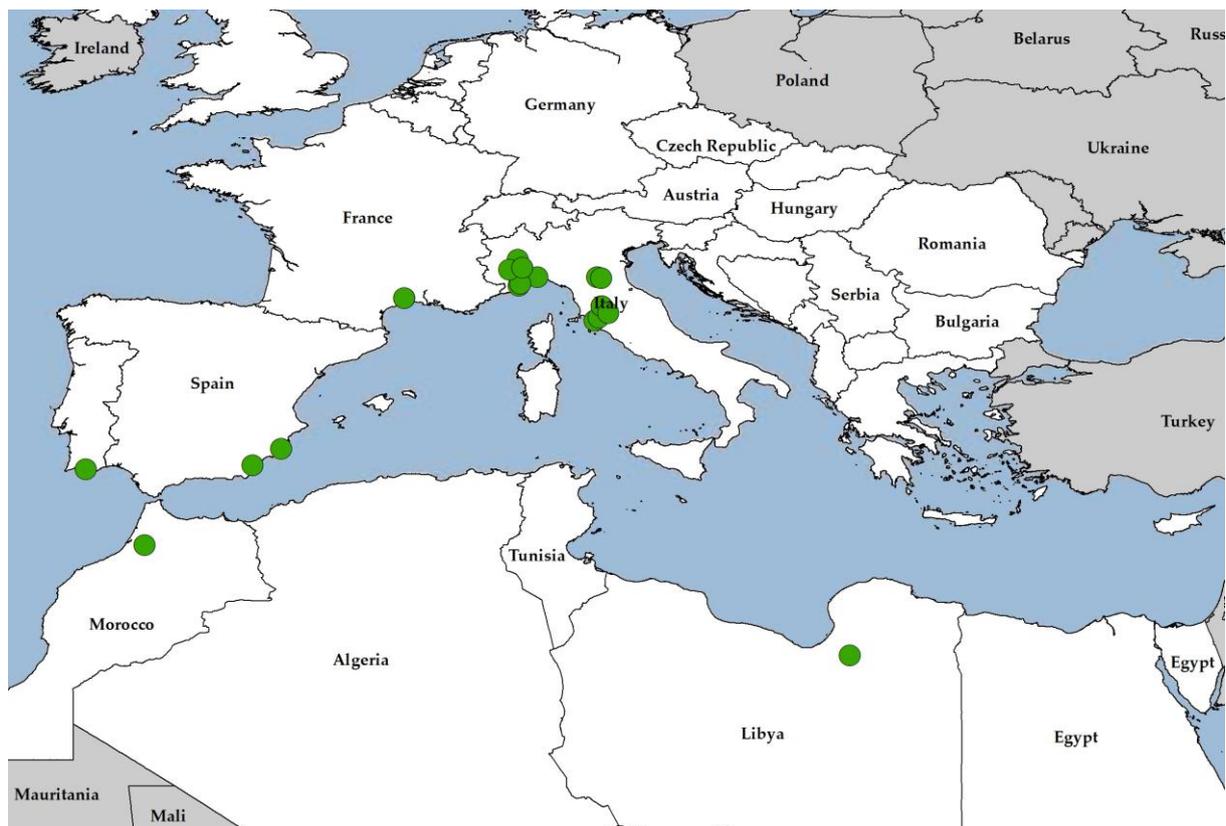


Figura 55 - Mapa de distribuição geográfica do registo fóssil de Sirénios da Europa e Norte de África durante o Pliocénico. Cada ponto representa um registo fóssil conhecido..

5.1 Distribuição Paleogeográfica

A distribuição do registo fóssil revela bacias sedimentares com maior abundância de fósseis de sirénios. Tal pode reflectir a distribuição paleogeográfica das populações de sirénios ou, simplesmente, dever-se apenas a razões de ordem geológica, ou seja, locais com maior potencial fossilífero. As figuras 56 a 61 têm indicadas as zonas de maior concentração de registo fóssil nos paleomapas de cada Época.



Figura 56 - Mapa paleogeográfico do Eocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>).

As zonas de concentração de registo fóssil do Eocénico parecem indicar um efeito combinado dos dois factores acima mencionados: potencial fossilífero e abundância nos sirénios. Começando pela zona com maior abundância, Navarra e Catalunha, trata-se de uma região fortemente afectada pela orogenia pirenaica, cujo início data do Paleocénico. Estas zonas eram inicialmente caracterizadas por águas pouco profundas, costeiras, protegidas e subtropicais a tropicais, locais de excelência para os sirénios e as fanerogâmicas marinhas. Por outro lado, a elevação dos Pirenéus, que levou ao final da ligação marinha com a bacia do Ebro no final do Eocénico (Casas-Sainz e Vicente, 2009; Costa *et al.*, 2011), permitiu que os seus sedimentos tenham ficado em depressões tectónicas e assim preservados de erosão. A

abundância fossilífera neste local parece resultar da junção dos dois factores: local inicialmente adequado à existência de populações de sirénios (marinho de pequena profundidade) e processos geológicos (subsidência tectónica) adequados à preservação do registo fóssil.

Durante o Oligocénico as zonas de maior concentração de registo fóssil são novamente influenciadas por processos tectónicos, agora relativos à orogenia Alpina, e paleoambientes adequados aos sirénios e às fanerogâmicas marinhas. É o que ocorre nas regiões da Suíça, Áustria e Norte de Itália.



Figura 57 - Mapa paleogeográfico do Oligocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>).

A abundância em sirénios fósseis verificada na Alemanha e em França prende-se com os paleoambientes de águas pouco profundas, subtropicais e costeiras a que hoje temos acesso directo devido a processos orogénicos e/ou eustáticos que levaram à colmatção do Paratétis.

A abundância fóssil pirenaica desaparece. A elevação dos Pirenéus, que fica concluída no final do Oligocénico, deixando tanto os Pirenéus como a região Basca-Cantábrica emersas (Bárron *et al.*, 2010), tornou esta região pouco adequada aos sirénios ao longo do Oligocénico.

Verifica-se uma deslocação no registo fóssil para Norte, na costa francesa. A ausência de

fósseis na costa Sul e Este da Península Ibérica pode estar relacionada com a ausência, nesta Época, de locais adequados aos sirénios ou, mais provável, com o fraco registo geológico *onshore* do Oligocénico marinho que existe na nossa península. Nesta altura a linha de costa e respectivos ambientes marinhos estariam em sectores actualmente ocupados pela Plataforma actual, ou seja, estas jazidas, a existir, deverão estar actualmente submersas (ver carta geológica em Anexo II).

Durante o Miocénico Inferior a distribuição paleogeográfica indicada pelo registo fóssil não é substancialmente diferente do Oligocénico. A orogenia Alpina continua a permitir o acesso a um registo paleontológico abundante em fósseis de sirénios. A sua concentração na Suíça e Áustria deve-se às condições ideais que existiam no Paratétis Central, hoje elevado a centenas e milhares de metros acima do nível do mar pela formação dos Alpes.

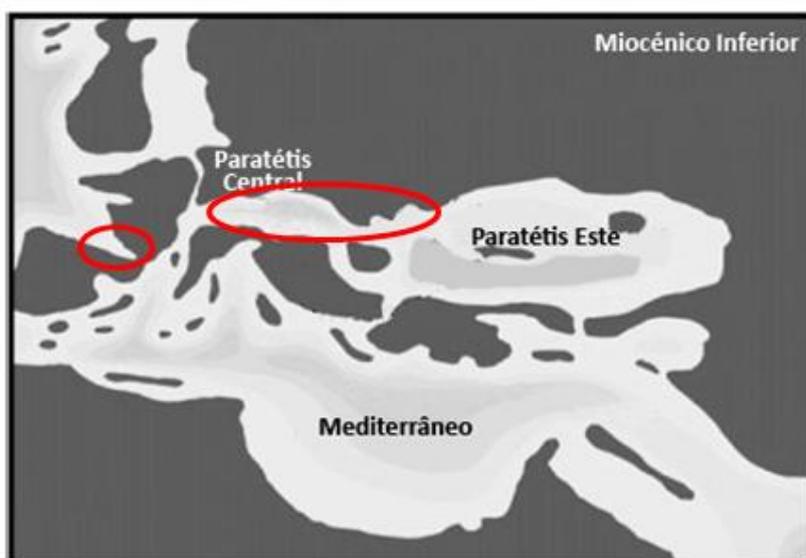


Figura 58 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Inferior com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov *et al.* (2011).

A região Oeste de França continua a ser um local de enorme quantidade de ocorrências fósseis, o que reflecte paleoambientes costeiros muito estáveis desde o Eocénico.

A evolução geográfica do Paratétis Central deslocou ligeiramente a abundância fóssil de sirenídeos no Miocénico Médio. O Norte de Itália deixa de ser um local de referência, provavelmente por se ter tornado numa região emersa fruto da orogenia Alpina.

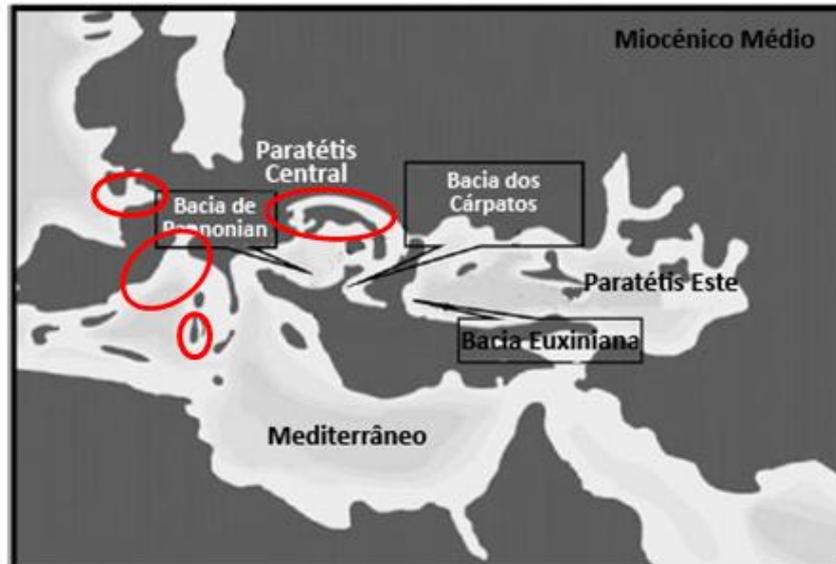


Figura 39 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Médio com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov *et al.* (2011).

Em França assiste-se ao período do Mar de Faluns, no Noroeste francês. Este mar pouco profundo foi local de excelência para o *M. medium* durante o Miocénico.

A região da Catalunha mantém-se como local de presença dos sirénios, sendo que no Miocénico Médio volta a ter abundante registo fóssil, registo este que se alarga às Ilhas Baleares. Verifica-se também um abundante registo fóssil na Ilha de Malta e na Sardenha.

O registo fóssil da última parte do Miocénico é mais pobre. De facto este é o intervalo com menor abundância de fósseis de sirénios no contexto europeu. Três factores podem contribuir para esta mudança: fraca exposição de sedimentos com esta idade, limitando assim o acesso ao registo fóssil; alterações climáticas que reduziram a população de sirénios na Europa; a CSM, que reduziu os sirénios nas costas mediterrânicas.

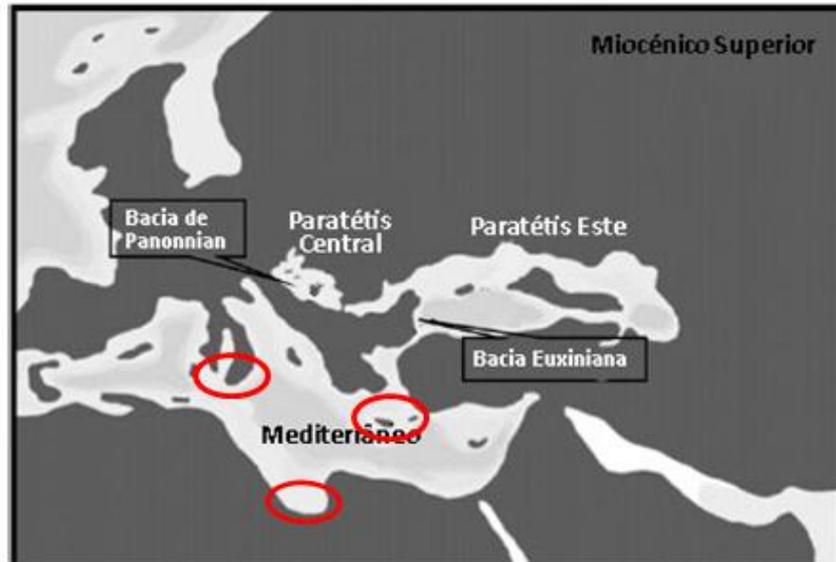


Figura 40 - Mapa paleogeográfico do Miocénico Superior com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa adaptado de Ivanov *et al.* (2011).

Apesar dos factores acima indicados refira-se que os únicos registos Atlânticos conhecidos nesta fase pertencem à costa de Setúbal e à costa Alentejana, sugerindo que o aumento do gradiente latitudinal de temperatura, que se acentuou após o COM, terá começado a limitar a distribuição dos sirénios. Com o fim do Mar de Faluns no final do Miocénico Médio, os últimos redutos com condições paleoambientais e paleoecológicas nas regiões mais a Norte no continente europeu desapareceram e, apesar da CSM, os sirénios limitaram-se quase exclusivamente ao Mediterrâneo, forçando a interpretação, no actual contexto fóssil, de que não só a presença de fanerógâmicimas marinhas é fundamental a estas espécies, mas também a temperatura da água se apresenta como um factor crucial, tal como será discutido no ponto 6.3 do capítulo 6.

No caso da costa sudeste ibérica, onde ocorre o registo de Alicante, refira-se que no final do Messiniano a costa andaluza sofreu uma regressão marinha, desta vez abrupta, com fenómenos de afloramento sazonal e descargas fluviais que conferiram a esta região costeira um carácter de zona de produtividade primária significativa ao longo do Messiniano (Pérez-Asensio *et al.*, 2012). Estas condições oceanográficas podem ter contribuído para a presença de sirénios nesta zona durante a CSM.

A restrição geográfica do registo fóssil pliocénico poderá dever-se a uma menor exposição de sedimentos desta época, já que os processos orogénicos foram menos intensos neste período

e os sedimentos depositados durante este intervalo temporal estarão ainda, na sua maioria, submersos (ver carta geológica em Anexo II).



Figura 61 - Mapa paleogeográfico do Pliocénico com indicação das zonas com maior registo fóssil. Mapa realizado por Ronald Blakey (disponível em <http://cpgeosystems.com/paleomaps.html>).

No entanto é possível verificar a elevada abundância fóssil do Noroeste italiano. Embora o registo fóssil não permita interpretações definitivas, pois está sujeito a novas descobertas que alterem a informação actual, durante o Pliocénico os sirénios euro norte africanos parecem ter-se limitado, no Mediterrâneo entre o Estreito de Gibraltar e o Golfo de Sirte e, no Atlântico, ao Golfo de Cádiz.

5.2 Distribuição taxonómica paleogeográfica

Durante o Eocénico existem diferenças evidentes entre os géneros que ocorrem na costa norte africana e os que se encontram nas costas europeias, tal como indicado na tabela 33. A figura 62 mostra a distribuição paleogeográfica dos géneros eocénicos.

Tabela 33 - Comparação de géneros presentes no Norte de África e na Europa durante o Eocénico.

Norte de África	Europa
<i>Protosiren</i>	<i>Protosiren</i>
<i>Eosiren</i>	<i>Prototherium</i>
<i>Eotheroides</i>	<i>Sirenavus</i>
<i>Libysiren</i>	<i>Paralitherium</i>
	<i>Halitherium</i>
	<i>Anisosiren</i>

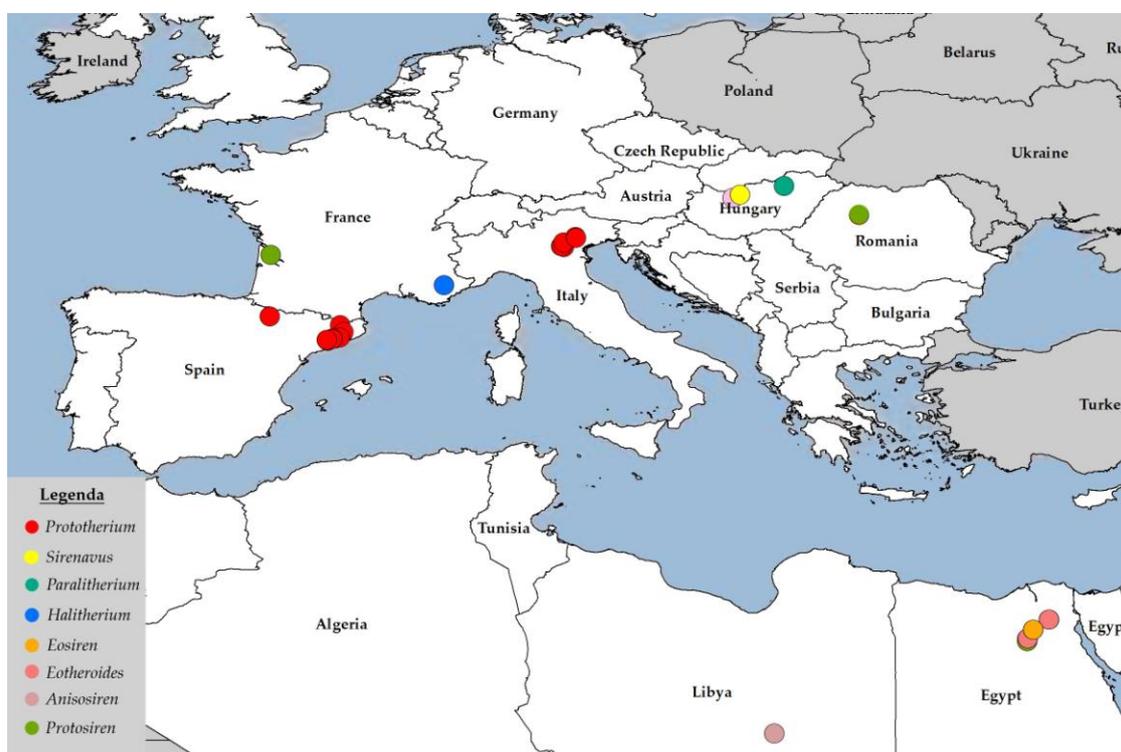


Figura 62 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Eocénico.

Verifica-se que apenas um género é comum entre as margens Sul e Norte do Tétis, o género *Protosiren*, encontrado, no sector europeu, em França na região da Aquitânia (Domning, 1996) e possivelmente na Roménia, região de Cluj (Suraru e Codrea, 1988) e na costa africana, no Egito (Zalmout, 2008) (os pontos relativos a este género no mapa são pouco visíveis no Egito devido à sobreposição dos géneros *Eosiren* e *Eotheroides*). Todos os restantes registos parecem indicar que as populações de ambas as margens se encontravam isoladas, não ocorrendo competição ou outras interações entre elas. Mesmo no registo estritamente europeu, existem indicações de isolamento populacional, com os géneros *Anisosiren*,

Sirenavus e *Paralitherium* exclusivos da actual região da Hungria (Savage, 1976; Kordos, 2002; Sorbi, 2007), e representantes da subfamília Hydrodamalinae, e o género *Prototherium* de Itália e Espanha (Bizzotto, 1983; Pilleri *et al.*, 1989). O primeiro registo do género *Halitherium* data do Priaboniano de França (Sagne, 2001), indicando que este género surgiu ainda no Eocénico, vindo depois a dominar o Oligocénico.

Durante o Oligocénico (figura 63) a interpretação do registo fóssil fica fortemente prejudicada pela escassez de dados africanos. Apenas dois registos provêm da costa de África, revelando um género, *Eosiren* (Domning *et al.*, 1994) e indicando que este género chegou pelo menos até ao Rupeliano, na agora costa Sul do Mediterrâneo.

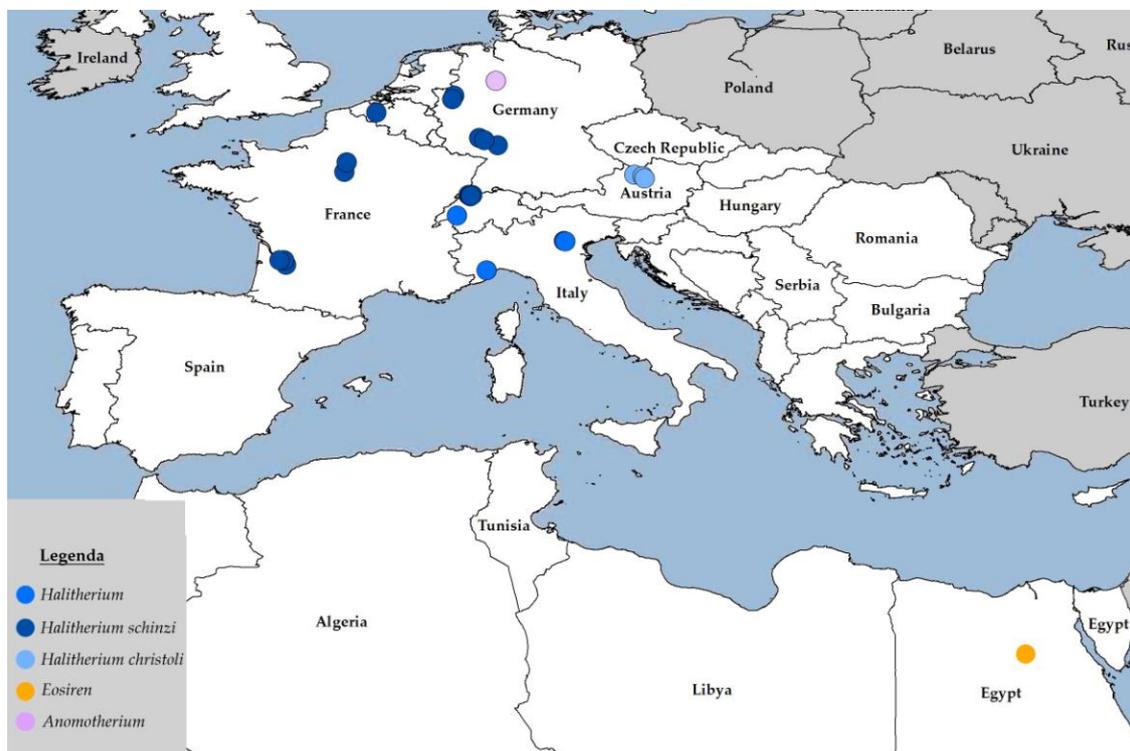


Figura 63 - Distribuição paleogeográfica dos gêneros de sirênios do Oligocénico.

Do lado europeu, nas costas atlânticas e do Paratétis, o registo é dominado pelo género *Halitherium* que tinha surgido no final do Eocénico na Hungria. Ocorrem duas espécies, *H. schinzi* que domina os mares do centro da Europa, surgindo em França, Bélgica, Alemanha e Suíça. A outra espécie, *H. christoli*, está circunscrita à região onde hoje é a Áustria (para referências ver tabela 26). O norte de Itália apresenta registos fósseis classificados apenas até ao género, não sendo possível determinar de que espécie se tratam. Dentro dos registos

europeus classificados para além do grau de Família, apenas um não pertence ao género *Halitherium*. Trata-se de um registo alemão classificado como *Anomotherium langewieschei* (Siegfried, 1965; Savage, 1976). Pertence à subfamília Miosireninae e é o primeiro de 4 registos desta subfamília na Europa.

O Oligocénico parece quebrar com a riqueza específica que caracterizou o Eocénico, pelo menos no contexto europeu. A transição do Eocénico para o Oligocénico, marcada por eventos glaciares antárcticos, mudou a realidade da Ordem Sirenia na Europa. O registo que apresentava uma enorme riqueza específica, indicadora de populações isoladas, passa agora a indicar um continente europeu com apenas dois géneros, mas claramente dominado pelo género *Halitherium*, apresentando uma espécie de carácter europeu, *Halitherium schinzii*, e outra exclusiva da região da Áustria, *Halitherium christolii* (para referências ver tabela 26).

Após a redução da variabilidade específica observada no Oligocénico, o Miocénico traz pequenas alterações à realidade dos sirénios euro-norte africanos. Na tabela 34 encontram-se os géneros miocénicos e nas figuras 64 a 66 a sua distribuição paleogeográfica.

Tabela 34 - Comparação de géneros presentes no Norte de África e na Europa durante o Miocénico.

Intervalo	África	Europa
Miocénico Inferior	<i>Rytiodus</i> <i>Metaxytherium</i>	<i>Rytiodus</i> <i>Metaxytherium</i> <i>Halitherium</i> <i>Thalattosiren</i> <i>Miosiren</i>
Miocénico Médio	<i>Metaxytherium</i>	<i>Metaxytherium</i> <i>Halitherium</i> <i>Thalattosiren</i> <i>Prohalicore</i>
Miocénico Superior	<i>Metaxytherium</i>	<i>Metaxytherium</i>

No Miocénico Inferior surgem novos géneros, *Rytiodus*, *Thalattosiren* e *Metaxytherium*. Este último vai dominar as regiões costeiras europeias e norte africanas até ao desaparecimento dos sirénios desta região paleogeográfica no Pliocénico.

O novo género *Thalattosiren* limita-se à região da Suíça, enquanto o ainda presente *Halitherium* surge na costa portuguesa, na região de Lisboa e Setúbal e, como *H. christoli*, na Áustria e no Sul da Alemanha (para referências ver tabela 28).

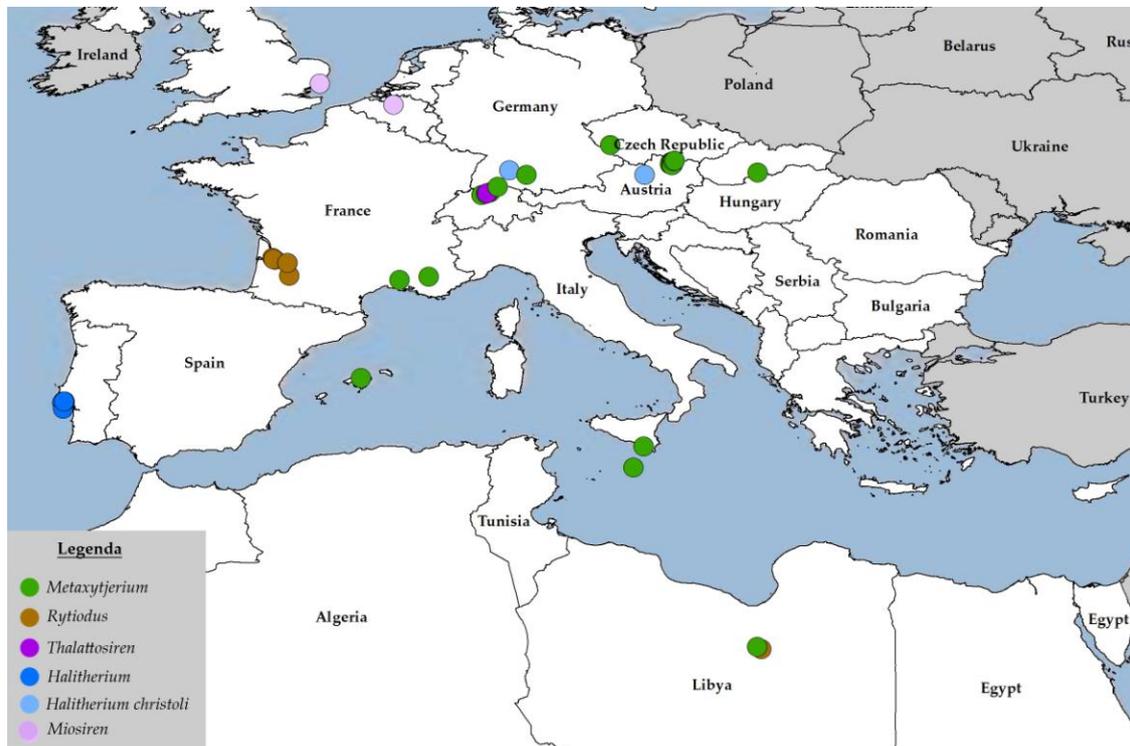


Figura 64 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Miocénico Inferior.

Surgem aqui outros dois registos fósseis de indivíduos da subfamília Miosireninae. São dois registos, um na Bélgica e outro em Inglaterra, da espécie *Miosiren kocki* (Caria, 1957; Domning, 1996; Sorbi, 2008).

Volta a existir um género comum entre França e o Norte de África, o género *Rytiodus*, tal como tinha ocorrido no Eocénico com o género *Protosiren*. A este junta-se um segundo género comum aos dois continentes, o género *Metaxytherium*. Durante o Aquitaniano e o Burdigaliano a espécie dominante é o *M. krahulezi* (para referências ver tabela 28). A ampla distribuição paleogeográfica deste género fortalece a hipótese de ser descendente do género *Halitherium*, com a espécie *H. christoli* como espécie intermédia, tal como defendido por Domning e Thomas (1987).

O Miocénico Médio apresenta uma nova redução da riqueza específica. Surgem apenas 4 géneros, 3 deles já presentes anteriormente.

O único novo género conhecido até hoje para o Langhiano e Serravaliano é o género *Prohalicore*, da região de Aquitânia, em França (Caria, 1957). É o quarto e último registo pertencente à subfamília Miosireninae.

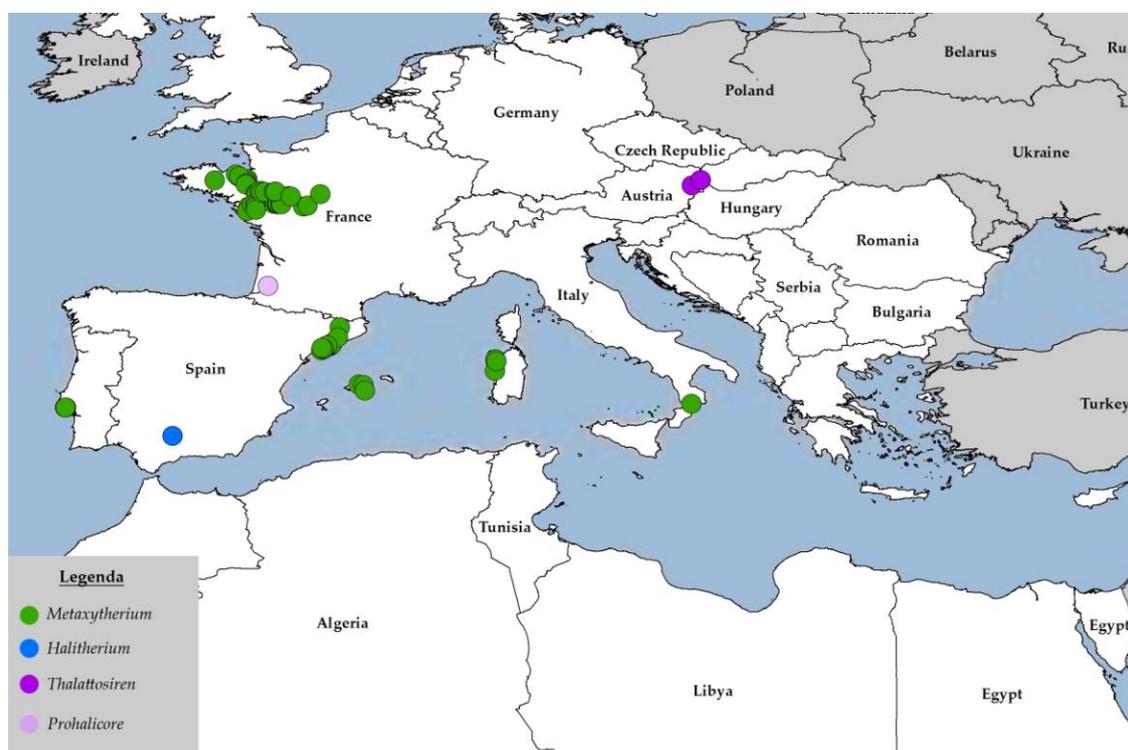


Figura 65 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirênios do Miocénico Médio.

O género *Halitherium* tem a sua última ocorrência conhecida, existindo um registo de Montalbán, Córdoba (Sul de Espanha), datado de Burdigaliano-Langhiano (Crusafont-Pairó, 1973). São também deste intervalo miocénico as últimas ocorrências registadas de *Thalattosiren*, uma do Langhiano austríaco e outra do Serravaliano eslovaco (Domning, 1996; Sabol e Holec, 2002), indicando que foi exclusiva do Paratétis Central.

O género *Metaxytherium* acentua a sua dominância no sector Atlântico e Mediterrâneo europeus e no Paratétis, sendo a espécie dominante o *M. medium*. No Norte de África a ausência de registo fóssil do Miocénico Médio identificado ao género impossibilita possíveis interpretações sobre a evolução dos sirênios no Mediterrâneo africano.

O Miocénico Superior, com um registo fóssil menos rico e profundamente marcado pela CSM, apresenta exclusivamente fósseis do género *Metaxytherium*. Na europa, aqueles que

estão identificados até à espécie, apresentam apenas o já dominante na idade anterior, *M. medium* (para referências ver tabela 31).

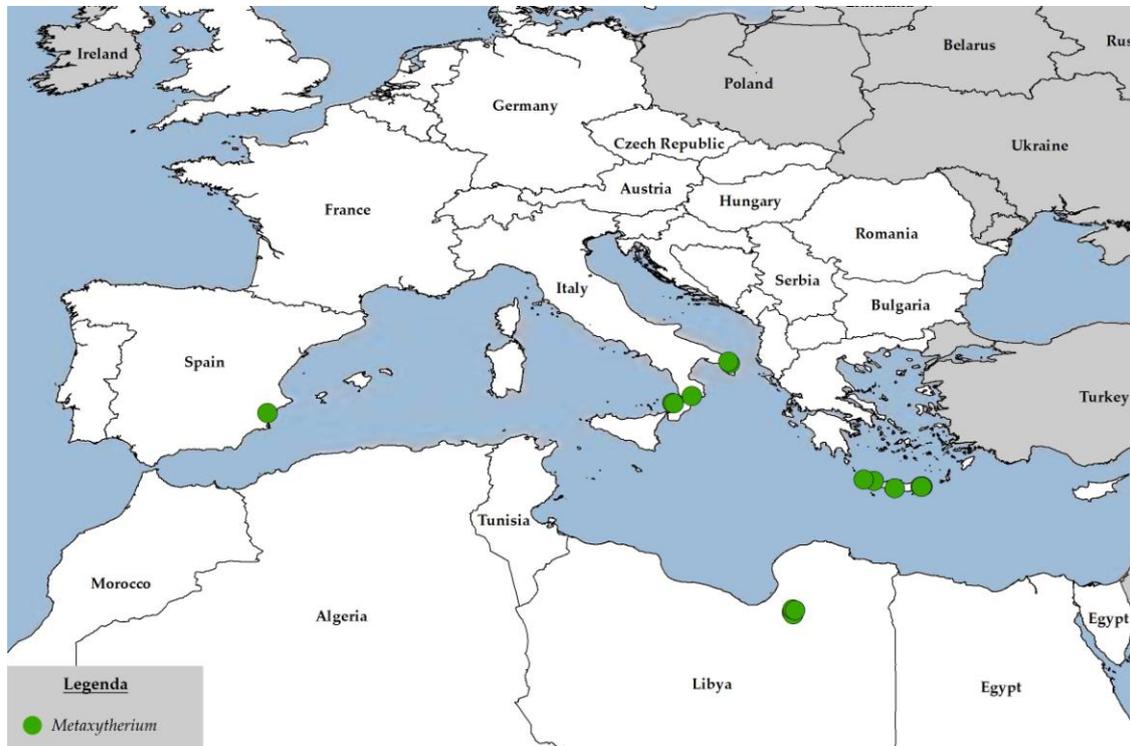


Figura 66 - Distribuição paleogeográfica dos gêneros de sirênios do Miocénico Superior.

No Norte de África, os poucos registos que se encontram identificados até ao nível de espécie, são exclusivos de *M. serresii*, espécie que fará a transição para o Pliocénico (para referências ver tabela 32).

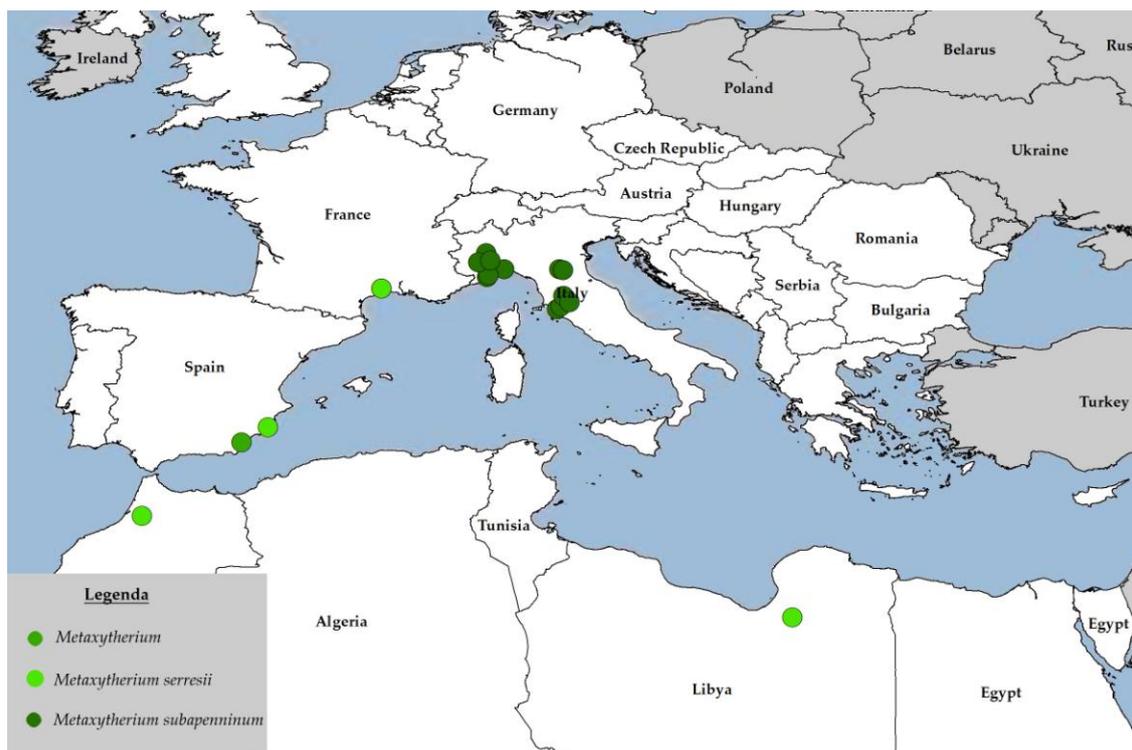


Figura 67 - Distribuição paleogeográfica dos géneros de sirénios do Pliocénico.

O mapa de distribuição paleogeográfica dos géneros e espécies do Pliocénico mantém a imagem do Miocénico Superior, sendo exclusivos os fósseis do género *Metaxytherium*. Duas espécies dominam as costas mediterrânicas: *M. serresii*, já presente no final do Miocénico, e *M. subapenninum*. A primeira é exclusiva do Zanciano e parece ser a espécie que supera a CSM. A segunda, aparentemente exclusiva do Noroeste e Centro de Itália, surge no Zanciano e estende a sua existência até ao PQPM, desaparecendo durante ou no final do Placenciano.

5.2.1 Varição Latitudinal

De seguida avaliou-se a variação latitudinal do registo fóssil. O registo da Holanda foi suprimido para esta análise, dada a sua deficiente datação. As tabelas 35 e 36 mostram os registos limite para cada época.

Tabela 35 - Limite latitudinal norte do registo de sirénios para cada época entre o Eocénico e o Pliocénico. O Miocénico manteve-se dividido em 3 intervalos, Inferior, Médio e Superior.

Limite Latitudinal Norte			
Idade	Nome	Local	Lat
Eocénico	<i>Paralitherium tarkanyense</i>	Hungria Felsotarkany (Eger, Heves)	47°58'49.43"N
Oligocénico	<i>Anomotherium langewieschei</i>	Alemanha Bunde (Herford)	52°11'46.56"N
Miocénico Inferior	<i>Miosiren kocki</i>	Inglaterra Felixstowe (Suffolk Coastal)	51°57'42.21"N
Miocénico Médio	<i>Metaxytherium medium</i>	França Saint-Junat	48°25'59.38"N
Miocénico Superior	<i>Metaxytherium</i> sp.	Itália Lecce	40°22'29.97"N
Pliocénico	<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Itália Montiglio (Casale Monferrato, Asti)	45°4'34.91"N

Tabela 36 - Limite latitudinal sul do registo de sirénios para cada época entre o Eocénico e o Pliocénico. O Miocénico manteve-se dividido em 3 intervalos, Inferior, Médio e Superior.

Limite Latitudinal Sul			
Idade	Nome	Local	Lat
Eocénico	<i>Libysiren sickenbergi</i> n.gen. n.sp.	Líbia Bu el Haderait	25°17'29.77"N
Oligocénico	<i>Eosiren imenti</i>	Egipto Jabal Qatrani, Fayum	29°30'18.10"N
Miocénico Inferior	<i>Rytiodus heali</i>	Líbia Jabal Zelten	28°29'28.91"N
Miocénico Médio	Dugongidae	Tunísia Bled ed Douarah	34°18'58.06"N
Miocénico Superior	<i>Metaxytherium</i> sp.	Líbia Qasr Sahabi	29°54'0.29"N
Pliocénico	<i>Metaxytherium serresii</i>	Libia Formação de Sahabi	29°59'36.25"N

O gráfico seguinte (Fig. 68) mostra a variação dos limites latitudinais, por Época, ao longo do intervalo de tempo estudado.

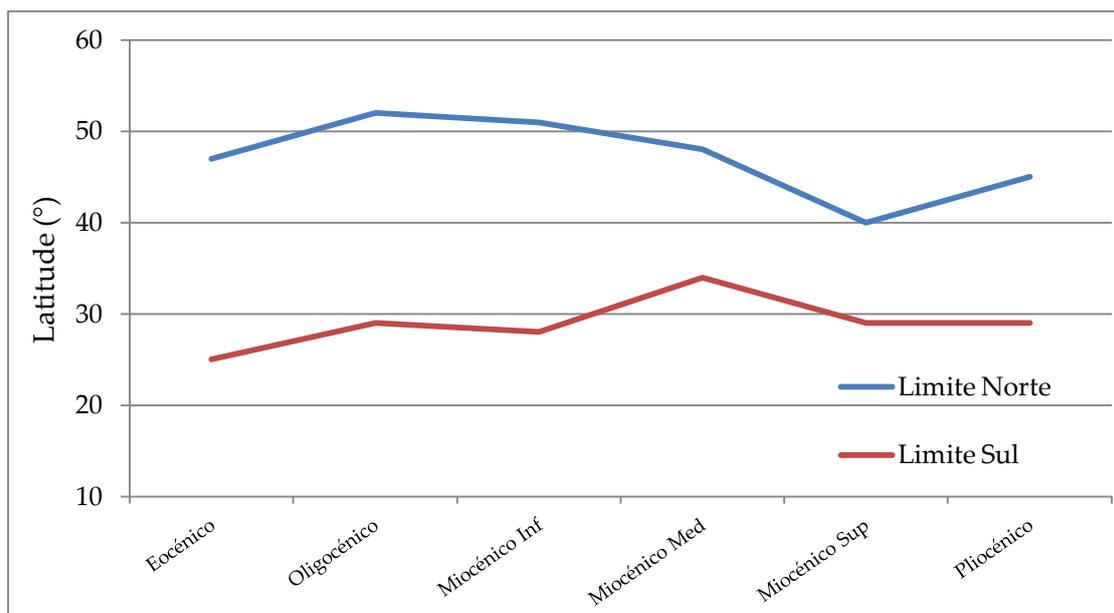


Figura 68 - Variação latitudinal do registo fóssil entre o Eocénico e o Pliocénico.

Quando se observam os limites latitudinais por Época verifica-se que existe uma tendência de deslocação do limite Norte para Sul e do limite Sul para Norte. Com o objectivo de verificar possíveis relações entre a variação latitudinal e eventos climáticos (Fig. 69), os limites latitudinais foram estudados em diferentes idades, sempre que estas permitiam estudar ambos os limites em simultâneo (o registo fóssil norte africano, menos rico, não permitiu uma comparação para o total das idades compreendidas entre o Eocénico e o Pliocénico).

Os dados utilizados para gerar as variações latitudinais Norte e Sul encontram-se nas tabelas 37 e 38.

Os 3 registos pertencentes à subfamília Miosireninae não foram tidos em conta para esta parte do estudo, visto não só estenderem o limite Norte mais para Norte como, tratando-se de uma subfamília mal conhecida e com um registo fóssil muito reduzido (1,0%), poderia deturpar os resultados e contribuir para uma análise menos adequada dos dados.

Tabela 37 - Dados fósseis utilizados para a representação do limite Norte do registo fóssil.

Taxa	País	Localidade	Época/Idade
<i>Sirenavus hungaricus</i>	Hungria	Felsogalla (Tatabánya, Komárom-Esztergom)	Luteciano
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Espanha	Ardanaz de Egüés (Navarra)	Bartoniano
? <i>Protosiren</i> sp.	Roménia	Cheile Baciului (Cluj-Napoca)	Priaboniano
<i>Halitherium schinzii</i>	Alemanha	Kirchheller Heide (Recklinghausen)	Rupeliano
<i>Anomotherium langewieschei</i>	Alemanha	Bunde (Herford)	Oligocénico Superior ¹
<i>Rytiodus capgrandi</i>	França	Léognan (Gironde)	Aquitano
<i>Rytiodus capgrandi</i>	França	Courtebotte (Langon, Gironde)	Aquitano Médio
<i>Halitherium christoli</i>	Alemanha	Melchingen (Tübingen)	Burdigaliano Inferior
<i>Metaxytherium medium</i>	Suíça	Kohlfirst em Benken (Cantão de Zurique)	Burdigaliano Superior
<i>Metaxytherium medium</i>	Espanha	Mas Francàs (Alto Penedès, Barcelona)	Burdigaliano-Langhiano
<i>Thalattosiren petersi</i>	Áustria	Mannersdorf (Bruck)	Langhiano
<i>Metaxytherium medium</i>	França	Saint-Junat	Langhiano-Serravaliano
<i>Thalattosiren petersi</i>	Eslováquia	Sandberg (Devínska Nová Ves)	Serravaliano
<i>Metaxytherium medium</i>	Holanda	Eibergen (Gelderland)	Serravaliano-Tortoniano
<i>Metaxytherium medium</i>	Itália	perto de Cavallino (Lecce)	Tortoniano Inferior
<i>Metaxytherium</i> sp.	Itália	Crichi (Catanzaro)	Tortoniano
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Portugal	Santa Margarida do Sado (Ferreira do Alentejo, Beja)	Messiniano
<i>Metaxytherium</i> sp.	Itália	Lecce	Miocénico Superior
<i>Metaxytherium serresii</i>	França	Montpellier	Zancliano Inferior
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Itália	Montiglio (Casale Monferrato, Asti)	Zancliano Superior
<i>Metaxytherium subapenninum</i>	Itália	Nizza Monferrato (Asti)	Placenciano

¹ Oligocénico Superior corresponde ao Chatiano

Tabela 38 - Dados fósseis utilizados para a representação do limite Sul do registo fóssil.

Taxa	País	Localidade	Época/Idade
<i>Libysiren sickenbergi</i> n.gen. n.sp.	Líbia	Bu el Haderait	Luteciano
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Egipto	Khashm el Raqaba (deserto - este)	Bartoniano
Dugongidae	Líbia	Dor el Talha	Priaboniano
<i>Eosiren imenti</i>	Egipto	Jabal Qatrani, Fayum	Rupeliano
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Tunísia	Djebel ech Cherichira	Oligocénico ¹
Dugongidae ind.	Malta	Bahrija	Chatiano-Aquitano
? <i>Halitherium</i> sp.	Portugal	Barreiro da Maruja (Lisboa)	Aquitano Médio
? <i>Halitherium</i> sp.	Portugal	Foz da Fonte (Setúbal)	Burdigaliano Inferior
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Portugal	Quinta da Barbacena (Lisboa)	Burdigaliano Superior
Dugongidae ind.	Malta	Qammieh, Mellieha	Burdigaliano-Langhiano
Dugongidae ind.	Malta	Rdum tax-Xaghra, Gozo	Langhiano
<i>Metaxytherium</i> sp.	Sardenha	Tissi (Sassari)	Langhiano-Serravaliano
Dugongidae	Tunísia	Bled ed Douarah	Serravaliano
<i>Metaxytherium medium</i>	Grécia (Ilha de Creta)	Stylos (este de Chania)	Serravaliano-Tortoniano
Dugongidae ind.	Malta	limite de Ta' Qassisu, Mellieha	Tortoniano Inferior
<i>Metaxytherium medium</i>	Grécia (Ilha de Creta)	Panassos (sul de Heraklion)	Tortoniano
<i>Metaxytherium</i> sp.	Líbia	Qasr Sahabi	Tortoniano-Messiniano
<i>Metaxytherium</i> sp.	Líbia	Qasr Sahabi	Miocénico Superior
<i>Metaxytherium serresii</i>	Libia	Formação de Sahabi	Zancliano Inferior
<i>Sirenia incertae sedis</i>	Portugal	Olhos de Água (Albufeira, Faro)	Zancliano
<i>Metaxytherium serresii</i>	Marrocos	Dar bel Hamri	Pliocénico

¹ O 2º registo mais a Sul está indicado apenas como Oligocénico. Aceitou-se este dado para gerar a variação latitudinal do registo fóssil, colocando-o como registo par do registo do Oligocénico Superior (Norte).

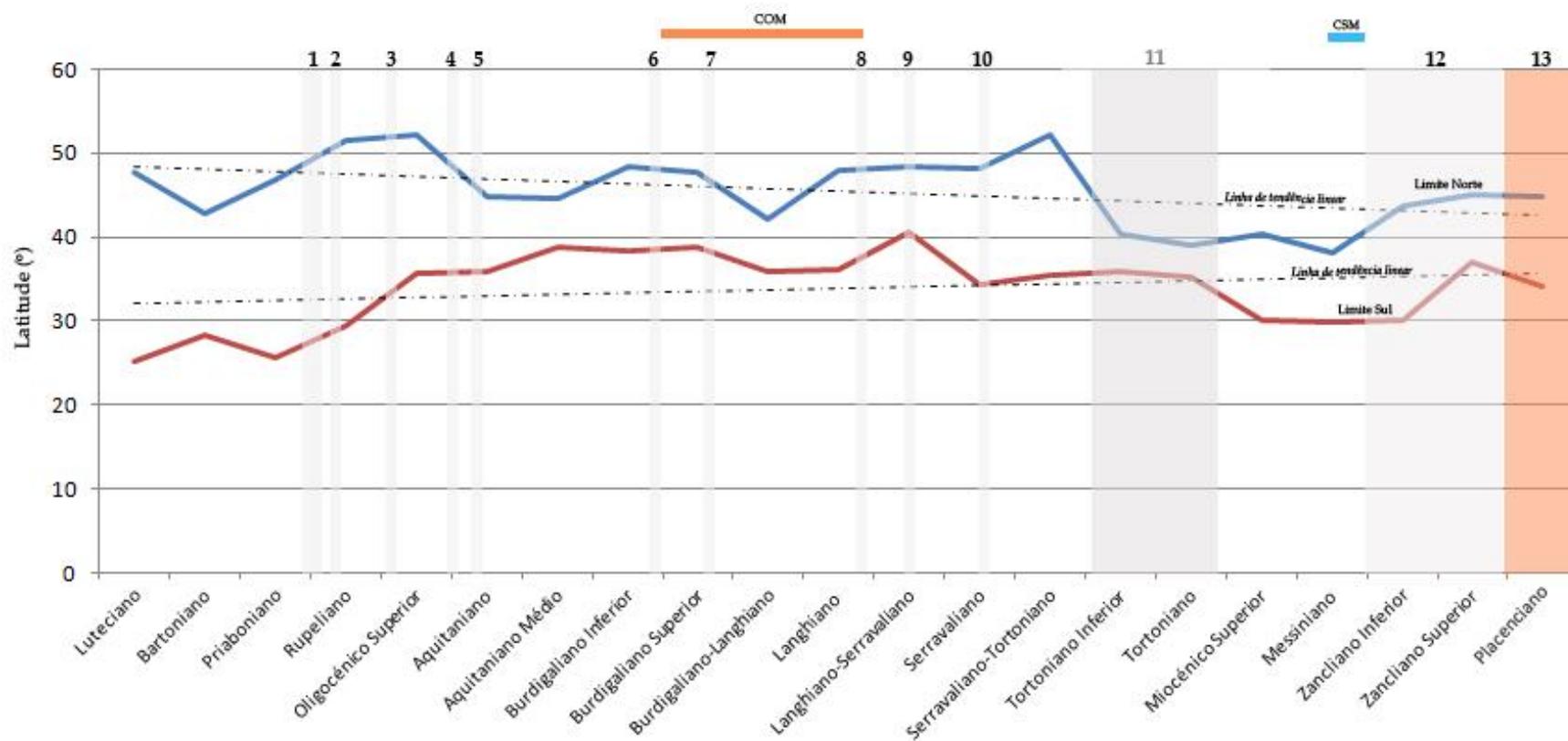


Figura 69 - Evolução dos limites latitudinais do registro fóssil ao longo das idades que compõem o intervalo temporal entre o Eoceno e o Plioceno. Limite Norte (linha azul); Limite Sul (linha vermelha); 1 - glaciação da transição E/O; 2 - Oi2; 3 - Oi3; 4 - Mi1; 5 - Mi1a; 6 - Mi1b; 7 - Mi2; 8 - Mi3a; 9 - Mi3b; 10 - Mi4; 11 - Mi5 (11,2 Ma), Mi6 (10 Ma) e primeiras glaciações árticas; 12 - formação dos primeiros glaciares na Gronelândia; 13 - PQPM; linhas tracejadas representam as linhas de tendência linear para cada um dos limites. O eixo dos xx não se encontra à escala, tendo cada idade um intervalo idêntico.

CAPÍTULO 6

DISCUSSÃO

6.1 Modelo Galáctico

Do ponto de vista de robustez, ou seja, de simulação do ambiente real galáctico tal como ele é hoje descrito, o modelo apresenta-se com uma simulação probabilística muito estável. O gerador de números pseudoaleatórios utilizado pelo Mathematica foi *Mersenne Twister*, desenvolvido por Matsumoto e Nishimura (1998), e que repete a tiragem aleatória ao final de 10^{6000} vezes. Isto confere ao modelo forte robustez e um carácter aleatório aos dados.

Para este trabalho apenas foram realizadas 245 repetições do modelo. A razão para tal foi apenas tempo. No entanto, a forte robustez matemática do mesmo permite inferir que os resultados de uma simulação de Monte Carlo com 1000 repetições não serão fundamentalmente diferentes. Deverão sim reduzir o erro, sendo que este demonstra, com apenas 50 repetições, que o erro não afecta o comportamento dos resultados.

Será no entanto necessário, talvez, melhorar a descrição do bojo, ainda que disso não se espere qualquer alteração significativa aos resultados.

A descrição da distribuição de SN na Via Láctea ao longo dos últimos 100 Ma é fiel ao conhecimento actual das estruturas galácticas e da formação de estrelas. Todavia refira-se que para poder prever com melhor eficácia variações no FRC, as partículas geradas em SN associadas à produção de nuvens, será necessário fazer evoluir o modelo no sentido de contabilizar esses fluxos e introduzir as variações causadas pelos campos magnéticos, em particular aquelas geradas pela AS.

Ainda assim é possível utilizar estes resultados para inferir sobre a variabilidade climática na Terra à luz do ambiente galáctico, já que a distribuição de SN ao longo dos últimos 100 Ma, da variação do seu fluxo energético e o seu local de ocorrência são simulados pelo modelo com enorme fidelidade. O erro estatístico do valor médio tem uma flutuação de 6,4% e a repetibilidade dos dados ocorre apenas a cada 10^{6000} repetições.

6.2 SN e Evolução Climática

Os resultados do modelo permitem estudar uma possível relação entre a evolução climática ao longo do Cenozoico e as variações do ambiente galáctico durante o mesmo período.

Os momentos de passagem pelos braços galácticos apresentam uma relação com a evolução do $\delta^{18}\text{O}$, tal como se pode verificar na figura 49 (pág. 137). A tendência de aumento do $\delta^{18}\text{O}$ é acompanhada pela tendência de aumento do fluxo energético proveniente de SN. O início das glaciações antárticas parciais iniciou-se há cerca de 40 Ma, período em que o Sistema Solar, e a Terra, se encontravam próximo da linha média do braço de Sagitário. Há 34 Ma, na transição para o Oligocénico, iniciaram-se as glaciações continentais na Antártida (Zachos *et al.*, 2001; Pollard e DeConto, 2005; Zachos *et al.*, 2008; Cotton e Pearson, 2011; Diester-Haass *et al.*, 2011), fase em que ocorre o pico do fluxo energético.

Não se pode excluir a influência da abertura das passagens entre Antártida Este e Austrália (passagem da Tasmânia) e entre a América do Sul e a Península Antártica (passagem de Drake). A primeira ocorreu há 33,5 Ma, enquanto a segunda estima-se que tenha ficado totalmente aberta à circulação profunda entre 30 e 24 Ma (Hassold *et al.*, 2009). Estas terão sido fundamentais à ocorrência de glaciações continentais na Antártida. No entanto, apesar de as condições óptimas para a influência da CCA se terem formado no final do Oligocénico, no Miocénico Inferior assiste-se a um aquecimento global. Esta subida global das temperaturas é coincidente com a saída do Sistema Solar do braço de Sagitário. Verifica-se nesta altura a estabilização da subida acentuada do $\delta^{18}\text{O}$, que se verificava desde o OCEI (com um momento breve de aquecimento, o OCEM).

A curta passagem do Sistema Solar pelo espaço interbraços compreendido entre o braço de Sagitário e o braço de Oriente, fica marcada não só pela estabilização do $\delta^{18}\text{O}$ mas também pela ocorrência do COM.

A aproximação ao braço de Oriente inicia-se por volta dos 10 Ma, como se pode verificar na figura 48 (pág. 136). No Tortoniano o arrefecimento global volta a acentuar-se (Utescher *et al.*, 2009). Novamente ocorre uma relação entre a temperatura global da Terra e os braços da galáxia. Embora o Messiniano tenha sido ligeiramente mais estável

do ponto de temperatura global, no início do Pliocénico verifica-se um aumento do $\delta^{18}\text{O}$, com arrefecimento à escala global. Desde então, com excepção para o PQPM, o clima tornou-se num ciclo de glaciário e interglaciário.

Apesar de existir uma relação entre o movimento da Terra e a estrutura e ambiente galáctico, a tectónica não pode ser descartada como motor climático. Se de facto as SN estão associadas à produção de nuvens, como tudo parece indicar (ver Svensmark e Friis-Christensen, 1997; Yu e Turco, 2001; Carslaw *et al.*, 2002; Svensmark (2006a); Kirkby, 2007; Tinsley *et al.*, 2007), tal não determina que o seu efeito tenha um sinal que se sobrepõe aos restantes forçadores climáticos. De acordo com o modelo, o braço de Oriente ainda não gerou um fluxo energético tão intenso como o que ocorreu na passagem pelo braço de Sagitário, durante o Eocénico e o Oligocénico. E no entanto o clima é hoje mais frio do que aquele que vigorava naquelas Épocas. Tanto a tectónica como o facto de o modelo não especificar os fluxos de partículas carregadas têm de ser tidos em conta.

O facto de hoje o Istmo do Panamá se encontrar fechado, ao contrário do que ocorria no Eocénico e no Oligocénico (Billups, 2002; Billups *et al.*, 2008), tem uma forte influência na distribuição das correntes marítimas, influenciando todo o globo (ver Robinson *et al.*, 2011; La Riviere *et al.*, 2012). A orogenia Alpina, bem como a formação dos Himalaias, tiveram e têm forte impacto na distribuição euroasiática da humidade e dos ventos (Campani *et al.*, 2012; Hoorn *et al.*, 2012; Xiao *et al.*, 2012), assim como as Montanhas Rochosas na América do Norte (Broccoli e Manabe, 1992) ou os Andes na América do Sul (Hartley, 2003). Mas mesmo tendo em conta a influência da tectónica, o sinal do ambiente galáctico está presente ao longo de todo o Cenozoico.

6.3 Evolução taxonómica e Paleobiogeografia

Os fósseis de sirénios mais antigos da Europa e Norte de África datam do Luteciano (Eocénico Médio), ou seja, são pós OCEI. Após este evento climático, dramático para a biodiversidade do Tétis, esta região paleoceanográfica terá estabilizado e os eventos de eutrofização que marcaram o início do Eocénico terão cessado. As temperaturas subtropicais e tropicais, bem como as extensas áreas costeiras de baixa profundidade

que caracterizavam o Tétis nesta Idade, geraram as condições óptimas à colonização deste ambiente marinho pelas fanerogâmicas e à evolução dos sirénios.

Hoje em dia a Terra apresenta um gradiente latitudinal de biodiversidade terrestre ou aquática: maior nas regiões de clima tropical que nas regiões de clima temperado, e estas maior que a elevadas latitudes (Gaston, 2000). Embora uma das razões geralmente apontadas para este facto seja a existência de recursos nas regiões de clima tropical, Turner (2004) discute esta questão de um modo mais aprofundado, chamando a atenção, igualmente, para a possibilidade de as espécies deslocadas pelas glaciações ainda não terem regressado às latitudes originais e explorando a Teoria Neutra Unificada da Biodiversidade, sugerida por Hubbel (2001). Já Ricklefs (2004) aponta a necessidade de deixar de avaliar as comunidades como algo isolado e procurar compreender e integrar nos padrões de biodiversidade toda uma região e a suas interacções.

Independentemente das razões que levam à existência deste gradiente, é um facto que ele existe e, quando surgiram os sirénios no Mar de Tétis, as condições daquela região paleogeográfica eram tropicais. As condições ecológicas eram deste modo as adequadas ao desenvolvimento de uma grande riqueza específica.

A degradação climática que se verifica no final do Eocénico, e que continua ao longo das Épocas seguintes, culminando na Idades Glaciais do Plistocénico, são acompanhadas pela redução do número de espécies de sirénios na Europa e no Norte de África, terminando na sua extinção. O aumento de sazonalidade é um factor preponderante, pois alterações na fauna, apesar de serem graduais à grande escala, tendem a concentrar-se em eventos pequenos e curtos que são muito provavelmente controlados por alterações climáticas menores, tal como o aumento ou redução da sazonalidade (van der Made *et al.*, 2006).

A progressiva redução dos ambientes tropicais e subtropicais no continente europeu e no Mediterrâneo levaram à redução dos recursos essenciais aos sirénios e eliminaram as condições óptimas para sua sobrevivência. No entanto, apesar de numa perspectiva global a deterioração climática ter sido contínua desde o Eocénico Médio até ao Plistocénico, ela apresentou oscilações, como por exemplo o COM. É possível, dentro do registo fóssil actualmente conhecido, observar a influência das variações climáticas

na diversidade específica dos sirénios europeus e mediterrânicos. A enorme diversidade eocénica é fortemente reduzida após a transição para o Oligocénico, que trouxe o início das glaciações antárcticas e o aumento da sazonalidade. A figura 70 contém os dados quantitativos do número de géneros e espécies por Época.

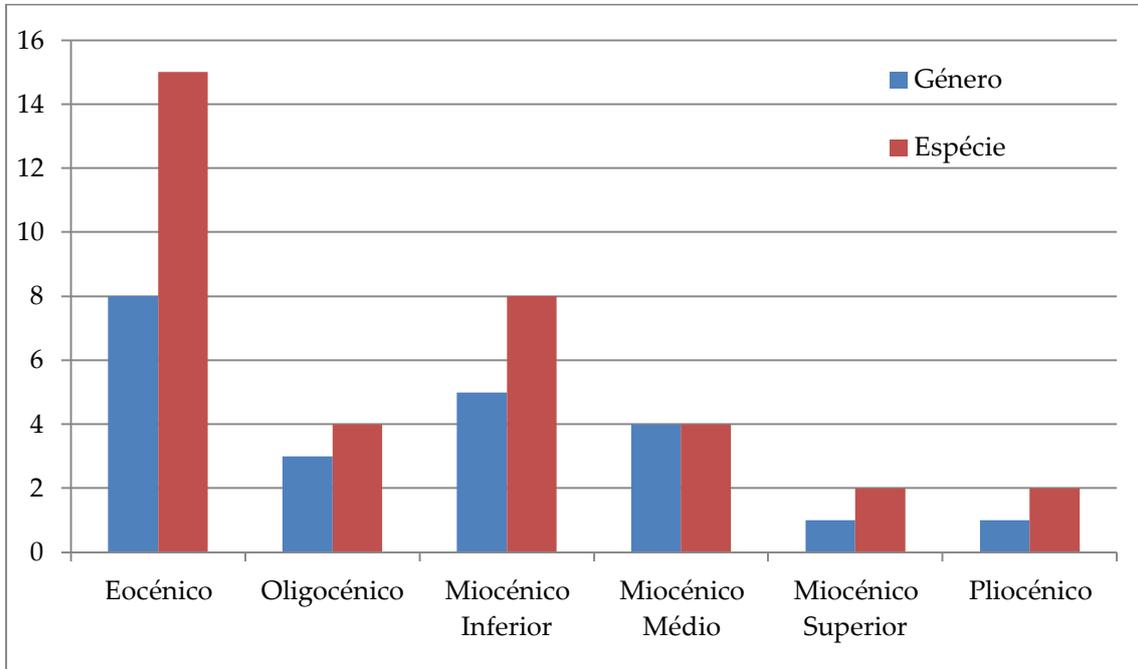


Figura 70 - Número de géneros e de espécies registados para cada Época.

O caso do Eocénico, onde se encontram no gráfico 8 géneros e 15 espécies são na realidade 9 géneros e 16 espécies, visto que o material descrito por Heal (1973) e classificado como *Libysiren sickenbergi* mas não publicado está, neste momento, a ser estudado por Daryl Domning, estando prevista a publicação do material nos próximos meses, mantendo a designação taxonómica (comentário pessoal de Iyad Zalmout).

A redução na diversidade específica registada no Oligocénico é invertida no início do Miocénico pelo regresso de condições mais estáveis, condições estas que se vão materializar no COM, evento que se manifesta na Europa entre 18 Ma e 14 Ma (Böhme, 2003; Domingo *et al.*, 2012). Durante o Aquitaniano, Idade que precede o COM, surgem 2 géneros e 2 espécies novas, que contrastam com os 2 novos géneros e as 5 novas espécies do Burdigaliano, Idade em que se inicia o COM.

O final do COM fica também marcado pela redução da diversidade da Ordem Sirenia nos mares euro norte africanos. Durante o Langhiano, Idade do Miocénico Médio onde o COM ainda marcava o clima europeu, são conhecidos 4 géneros e 4 espécies,

enquanto para o Serravaliano, Idade que sucede ao COM, apenas 2 espécies e 2 géneros se encontram descritos.

As condições de aumento de sazonalidade que se sentem no Miocénico Superior, agravadas ainda pela CSM, promovem novamente a redução da biodiversidade nos sirénios. Até ao seu desaparecimento no Placenciano, apenas 1 género e 3 espécies são conhecidos. A tabela 39 descreve as espécies por Idade.

Tabela 39 - Distribuição taxonómica por Idade, de acordo com o actual registo fóssil. A vermelho estão os registos pertencentes à subfamília Miosireninae.

Idade	Género	Espécie
Luteciano	<i>Sirenavus</i>	<i>S. hungaricus</i>
	<i>Protosiren</i>	<i>P. fraasi</i>
	<i>Eosiren</i>	<i>E. abeli</i>
	<i>Eotheroides</i>	<i>E. aegyptiacum</i>
	<i>Anisosiren</i>	<i>A. pannonica</i>
Luteciano-Bartoniano	<i>Protosiren</i>	<i>P. minima</i>
Bartoniano	<i>Prototherium</i>	<i>P. intermedium</i>
Priaboniano	<i>Eotheroides</i>	<i>E. sandersi</i>
		<i>E. clavigerum</i>
	<i>Eosiren</i>	<i>E. stromeri</i>
		<i>E. libyca</i>
	<i>Protosiren</i>	<i>P. smithae</i>
	<i>Prototherium</i>	<i>P. veronense</i>
	<i>Halitherium</i>	<i>H. taulannense</i>
Rupeliano	<i>Paralitherium</i>	<i>P. tarkanyense</i>
	<i>Halitherium</i>	<i>H. schinzii</i>
	<i>Eosiren</i>	<i>E. imenti</i>
Chatiano	<i>Halitherium</i>	<i>H. christoli</i>
	<i>Anomotherium</i>	<i>A. langewieschei</i>
Aquitano	<i>Rytiodus</i>	<i>R. capgrandi</i>
	<i>Halitherium</i>	<i>H. sp.</i>
	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. aquitaniae</i>

Idade	Género	Espécie
Burdigaliano	<i>Rytiodus</i>	<i>R. heali</i>
	<i>Halitherium</i>	<i>H. christoli</i>
	<i>Miosiren</i>	<i>M. kocki</i>
	<i>Thalattosiren</i>	<i>T. petersi</i>
	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. krahuletzi</i> <i>M. medium</i>
Langhiano	<i>Prohalicore</i>	<i>P. dubaleni</i>
	<i>Thalattosiren</i>	<i>T. petersi</i>
	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. lovisati</i> <i>M. medium</i>
Serravaliano	<i>Thalattosiren</i>	<i>T. petersi</i>
	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. medium</i>
Tortoniano	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. medium</i>
Messiniano	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. serresii</i>
Zancleano	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. serresii</i>
		<i>M. subapenninum</i>
Placenciano	<i>Metaxytherium</i>	<i>M. subapenninum</i>

É possível que o género *Halitherium* tenha chegado ao Langhiano, já que existe um registo do Sul de Espanha datado de Burdigaliano-Langhiano e classificado como *Halitherium* sp. (Crusafont-Pairó, 1973). O Messiniano apresenta apenas a espécie *M. serresii*, no entanto é provável que a espécie *M. medium* ainda estivesse presente na Europa, apesar de não surgir na descrição da tabela. Isto deve-se ao facto de o registo fóssil ser escasso para esta Idade e, os poucos registos classificados além da Ordem, estarem identificados como *Metaxytherium* sp. e datados de Miocénico Superior (ex.: Itália (Zei e Moncharmont, 1987) e Espanha (Sendra Saez, 1998).

6.4 Variação do Limite Latitudinal

A relação entre o registo fóssil e eventos climáticos não é sempre linear, em particular quando se tratam de macrofósseis, já que estes, no caso dos mamíferos marinhos, não são abundantes. Embora seja um exercício que permite fazer alguma análise, em particular devido à amostra de 427 registos fósseis, é necessário ter o cuidado de não olhar para os dados e assumir que existe um relação directa. Uma das razões principais

é que, como não são fósseis abundantes, o seu registo pode ser (1) pouco representativo do ponto de vista paleogeográfico, estando sempre sujeito a novos registos que alterem a análise dos dados; e (2) traduzirem processos de natureza tectónica/diagenética mais favoráveis/desfavoráveis à sua fossilização e preservação no registo geológico. Por outro lado, os seus ossos são maciços e, por isso, apresentam condições favoráveis à fossilização, embora muitas vezes o seu registo seja reconhecido pelo aparecimento de pequenas porções do seu esqueleto, como fragmentos de costelas ou vértebras, como o que recentemente foi encontrado num afloramento miocénico na Alta do Lumiar em Lisboa.

A tendência para que o limite Norte da distribuição paleobiogeográfica dos sirénios se vá deslocando para Sul é evidente, sendo mais acentuada durante o Miocénico Superior e Pliocénico, já que até então se situa sempre próximo do paralelo 50°N. Esta variação é particularmente influenciada pelo aumento do gradiente latitudinal de temperatura. No que respeita a eventos de glaciação antárcticos não parece existir nenhuma correlação com as variações no registo fóssil. O mesmo não acontece quando se observam as primeiras glaciações árticas. É precisamente durante o Tortoniano, quando estas se iniciam, que o registo fóssil dos sirénios cai do paralelo 52 para o 40°N, observando-se aquela que parece ser uma relação entre este evento climático e as espécies de sirénios europeus.

Durante o Messiniano não se verifica uma recuperação para latitudes superiores apesar dos eventos de glaciação estarem ausentes. Visto que esta fase é também caracterizada pela CSM, esperava-se o reaparecimento do registo fóssil a latitudes mais elevadas, especialmente no sector Atlântico. No entanto os sirénios parecem estar confinados ao Mediterrâneo, Golfo de Cádiz e Sul da Costa Oeste de Portugal. Uma das razões possíveis são alterações na paleogeografia costeira do continente europeu que tinha cada vez menos bacias costeiras de baixo hidrodinamismo, com abundância de luz e fanerogâmicas marinhas. De qualquer modo é preciso manter em consideração que novos registos podem alterar esta análise, bem como ter em conta a análise da temperatura e da disponibilidade de alimento, discutido no ponto 6.5.

O ligeiro aumento do limite Norte durante o Pliocénico poderá dever-se ao final da CSM ou ao PQPM. No entanto refira-se que a deslocação do limite para Norte ocorre

dentro do Mediterrâneo e não em zonas da costa Atlântica europeia, o que sugere que esta variação do limite se deverá mais a uma lacuna do registo fóssil do que a modificações paleogeográficas. Por outro lado também pode indicar que durante a CSM não existiam ambientes adequados na margem Norte do Mediterrâneo.

As variações no limite Sul são menos pronunciadas, no entanto verifica-se a tendência para o limite se deslocar para Norte. A migração para Norte do continente africano ao longo do intervalo temporal em estudo é seguramente o factor principal que provoca este efeito no registo fóssil. O continente africano tem um movimento convergente com a Europa desde há pelo menos 120 Ma (Cretácico Inferior), sendo o Eocénico e o Oligocénico períodos de elevadas taxas de deriva tectónica. Desde o início do Miocénico que a convergência se tem mantido num ritmo lento (Rosenbaum *et al.*, 2002), bloqueada devido aos choques orogénicos sucessivos, o último dos quais deu origem às Béticas. A variação do limite Sul parece estar deste modo compreendida, mesmo com um registo fóssil pobre. Contudo, apesar do movimento de África justificar a migração do registo fóssil mais para Norte, o facto de este registo ser pobre também deve ser tido em conta, pois novos dados podem obrigar a uma revisão paleogeográfica e paleoambiental.

Novas descobertas fósseis alterar estes limites paleobiogeográficos e levar a reinterpretção.

6.5 Evolução Morfológica, Ecológica e Climática

6.5.1 Fanerogâmicas marinhas

A evolução das fanerogâmicas marinhas nos ambientes costeiros marinhos da Europa e do Norte de África é determinante para compreender a evolução dos sirénios. Se observarmos o estado actual destas plantas no Mar Mediterrâneo que é um local com uma grande diversidade de espécies, apresentando um total de 9 espécies, entre elas a espécie de fanerogâmica marinha mais profunda conhecida, *Halophila stipulacea*, recolhida ao largo da ilha de Chipre a 145 m de profundidade, mas que é uma espécie introduzida, sendo originária do Japão. Entre as restantes espécies encontram-se *Cymodocea nodosa*, *Halodule wrightii*, *Halophila decipiens*, *Zostera marina*, *Zostera noltii*,

Ruppia cirrhosa e *Ruppia maritima* (Short *et al.*, 2007). A espécie *C. nodosa* é típica de lagoas, estuários e zonas com condições de hidrodinamismo severas (Short *et al.*, 2007), sendo muito sensível a ambientes de baixo regime hidrodinâmico, tal como demonstrado por Binzer *et al.* (2005). Estas condições limitam a sua existência no Tétis durante o Eocénico, quando condições de menor intensidade das correntes se verificaram (Höntzsch *et al.*, 2011). A espécie *Posidonia oceanica* é a espécie dominante e ocupa actualmente entre 25000 e 50000 km² da áreas costeiras mediterrânicas (Aires *et al.*, 2011). Esta espécie, endémica do Mar Mediterrâneo e presente desde o Cretácico (Aires *et al.*, 2011), tem um crescimento muito lento (1 cm/ano) e é altamente sensível a aumentos de matéria orgânica e nutrientes (Jordà *et al.*, 2012), tendo sido muito provavelmente afectada durante o eventos de *washhouse* do Tortoniano. No entanto sabe-se que sobreviveu à CSM em zonas refúgio do Mediterrâneo (Aires *et al.*, 2011) e que existia no Mar de Tétis durante o Eocénico, apesar da forte acumulação de matéria orgânica e eventos de eutrofização na zona de plataforma descritos por Höntzsch *et al.* (2011).

Se observarmos o mapa de distribuição das fanerogâmicas marinhas a nível mundial (Fig. 71), verificamos que existe uma disparidade, talvez fundamental para a evolução dos sirénios, entre o Atlântico Norte e o Pacífico Norte.

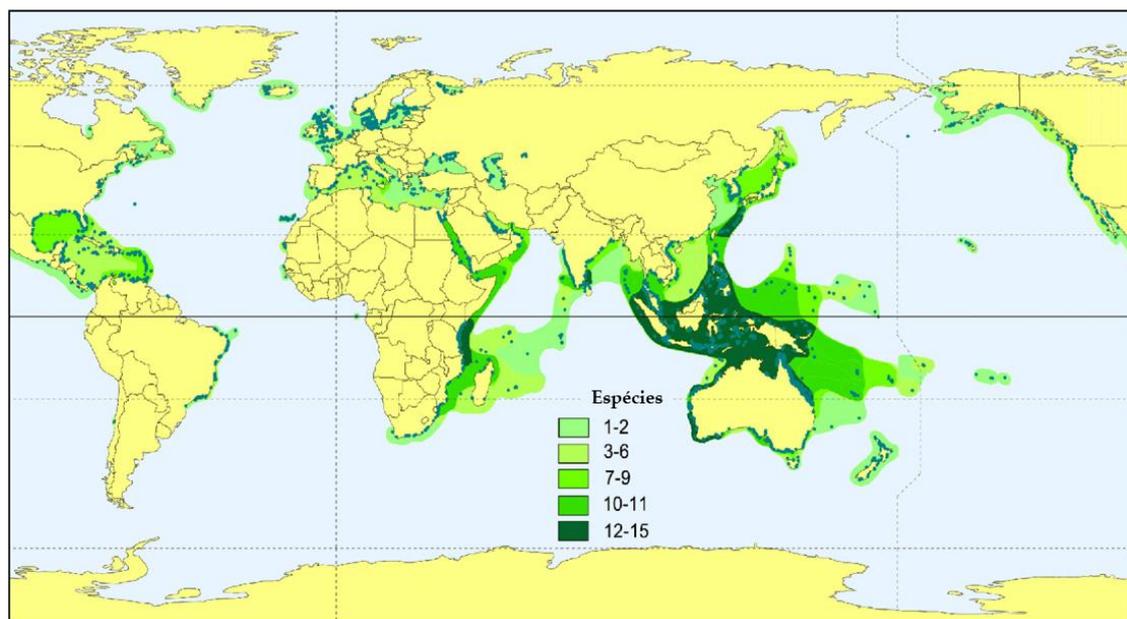


Figura 71 - Distribuição global das fanerogâmicas marinhas. As tonalidades de verde dizem respeito ao número de espécies. Os pontos e os polígonos a azul referem-se a locais onde está reportada a ocorrência destas plantas (adaptado de Short *et al.*, 2007).

O Atlântico Norte apresenta uma baixa diversidade de espécies (apenas 5) e concentradas maioritariamente em lagoas e estuários. No caso do Pacífico Norte ocorre o oposto. A diversidade é grande, com um total de 15 espécies, dispersas por lagoas, estuários e regiões costeiras (Short *et al.*, 2007). Esta diferença, que poderá ter sido semelhante durante o Miocénico, pode ser a que ditou o desaparecimento dos sirénios das costas norte europeias e não nas costas do Pacífico Norte.

6.5.2 Sirénios

Desde o Eocénico que os sirénios apresentam um aumento gradual de tamanho nos indivíduos, resposta normal ao arrefecimento em espécies de baixo metabolismo (Bianucci *et al.*, 2008). Um claro exemplo na Ordem Sirenia deste tipo de resposta é o de *Hydrodamalis gigas*, com 9 metros de comprimento e habitando o Mar de Bering. Este aumento gradual do tamanho foi interrompido no Miocénico Superior. A espécie *Metaxytherium serresii*, aparentemente a espécie dominante do final desta Época, e talvez a única resistente à CSM, apresenta redução de tamanho total do corpo e do tamanho cranial, como visto em Bianucci *et al.* (2008). Esta evolução morfológica é típica de recursos ou espaço limitado. Tudo indica que, já no Tortoniano, as condições para os sirénios nos mares europeus e norte africanos estavam em declínio.

O declínio visível no Tortoniano pode ter sido influenciado por mais do que a tendência de arrefecimento global. Os dois eventos de *washhouse* conhecidos para esta Idade podem ter gerado fenómenos de eutrofização em áreas costeiras do Mediterrâneo, devido ao aumento de transporte de matéria orgânica por lixiviação. O aumento do caudal dos rios poderá também ter transportado mais matéria orgânica e maiores quantidades de partículas em suspensão, o que teria um efeito nefasto nas pradarias de fanerogâmicas marinhas. Estas plantas, devido à sua maior necessidade de luz, são extremamente sensíveis ao aumento de material em suspensão na coluna de água. Como reduções prolongadas na luminosidade geram a morte da planta (Kurtz *et al.*, 2003), as consequências destes dois eventos de enorme pluviosidade podem ter sido sentidas pelos sirénios, através da redução da sua fonte alimentar. O registo fóssil do Tortoniano mostra uma distribuição dos sirénios no Sul de Itália, Ilha de Creta, Líbia e possivelmente Sul de Espanha. As margens do Noroeste italiano, Catalunha e Sul de

França não apresentam registo fóssil, ao contrário do observado antes (Catalunha e Sul de França) e depois (Noroeste de Itália e Sul de França). O registo fóssil desloca-se assim para locais no centro do Mediterrâneo e no Norte de África, provavelmente regiões onde as pradarias de fanerogâmicas marinhas não foram tão afectadas.

O declínio dos sirénios acentua-se no Messiniano, com a CSM, que volta a reduzir a disponibilidade de alimento. A fanerogâmica *P. oceanica*, sensível a variações de salinidade, deverá ter sucumbido à CSM. O Mediterrâneo terá apresentado pradarias em áreas reduzidas que funcionaram como pequenas ilhas adequadas à presença destes mamíferos marinhos. Estas pradarias seriam dominadas por *C. nodosa*, com presença de *Z. marina* e *Z. noltii*, espécies mais resistentes a variações da salinidade. As duas últimas apresentam rizomas pequenos enquanto a primeira apresenta rizomas médios, de acordo com a classificação de Domning (2001b).

Nesta fase do Messiniano observa-se a redução do tamanho em *M. serresii*, uma resposta típica às condições menos favoráveis de recursos e à limitação do espaço. Em paralelo com esta alteração de tamanho corporal, verifica-se o aumento do tamanho dos dentes de presa, que eram pequenos em *M. medium*. A presença destes dentes é conhecida no registo fóssil desde o Oligocénico (Domning e Beatty, 2007) e tem sido atribuída à alimentação, visto ser comum a ambos os sexos. O aumento destes dentes, verificado durante o Messiniano, revela necessidades novas. Os dentes de presa poderiam servir para desenterrar os rizomas, mais nutritivos e essenciais numa fase de baixos recursos alimentares (Bianucci *et al.*, 2008; Sorbi *et al.*, 2012), tal como os rizomas de *C. nodosa*. A utilização destes dentes numa perspectiva reprodutiva ou de competição pelo espaço, sugerida em Sorbi *et al.* (2012), é também provável. No entanto, o facto do crescimento destes dentes não estar relacionado com dimorfismo sexual limita a sua acção como ferramenta de competição pelo acasalamento. Não obstante, como estrutura de ataque e/ou defesa para a conquista/protecção de espaços ricos em recursos alimentares é altamente provável, e tal já seria igualmente fundamental a qualquer indivíduo, independentemente do sexo.

No Pliocénico a espécie *M. subapenninum* apresenta novo aumento dos caninos. É possível que este esteja associado à recolonização do Mediterrâneo por parte de *P. oceanica*, planta com rizomas grandes. A adaptação dos sirénios para se alimentarem

destes rizomas maiores seria mais favorável que o regresso a uma dieta em espécies mais pequenas (Sorbi *et al.*, 2012). No entanto os dentes de presa de *M. subapenninum* poderão ter sido também uma característica de dimorfismo sexual, tal como se debaterá mais adiante.

A interpretação das variações nos dentes de presa tem sido um dos grandes desafios ao estudo da evolução dos sirénios. Para tentar responder às questões relativas a esta estrutura dentária, o estudo das espécies actuais pode ser fundamental.

Nos dugongos actuais as acções de defesa territorial só são observadas durante a fase de acasalamento, enquanto nos manatins ocorre competição entre machos mas sem disputa territorial (Tabela 40). No caso de *Dugong dugon*, o único representante actual dos dugongídeos que terão ocupado os mares europeus do Paleogénico e Neogénico, durante a época de acasalamento, os machos usam territórios que são defendidos de qualquer invasor. Os territórios não são mais do que arenas de combate e de acasalamento, já que são, normalmente, locais protegidos e sem recursos alimentares (Anderson, 2002). As fêmeas entram nos territórios, provavelmente devido às acções de vocalização dos machos, já que estas são muito intensas durante a época de reprodução. O outro dugongídeo que chegou a tempos históricos, *H. gigas*, poderá ter sido o único sirénio conhecido monogâmico, avaliando pelas observações e descrições de George Steller.

Os manatins da florida têm estratégias diferentes. Uma fêmea é perseguida por vários machos (até 22 machos por um período que pode ser de 30 dias), terminando por copular com aqueles (normalmente mais que um) que conseguem manter a posição mais próxima dela. Estes grupos que se formam durante a época reprodutiva são chamados de manadas de acasalamento. Refira-se que no caso do *Trichechus manatus*, os machos têm esperma viável durante a época de acasalamento. Nos meses frios, poucos são os machos que mantêm capacidade reprodutiva, podendo não ser mais de 25% (Anderson, 2002).

Manadas semelhantes às dos manatins da Florida foram observadas em dugongos na Austrália. No entanto, visto tal ter ocorrido por censos aéreos, foi impossível determinar o sexo dos indivíduos (Anderson, 2002), tornando a interpretação do comportamento falível.

Tabela 40 - Resumo do comportamento reprodutivo de *D. dugon* e *T. manatus* (Anderson, 2002).

Característica Padrão	Observações em <i>D. dugon</i>	Observações em <i>T. manatus</i>
Habitat	Áreas com máximo de 2km. Protegidas. Fracas em recursos alimentares.	Variável. Móvel.
Ocupação do território	6 a 12 semanas	Não aplicável
Comportamento fêmeas	Entram nos territórios dos machos. Fêmea procura e selecciona o macho.	Evasivas. Deslocam-se até 30km por dia numa manada de acasalamento.
Comportamento machos	Solitários. Defendem o seu território de invasores. Aceitam a entrada de fêmeas, mesmo com crias jovens.	Perseguem uma fêmea em grupos até 22 machos.
Territorialidade	Forte	Ausente
Risco predatório	Baixo. Os territórios não apresentam predadores.	Algum. A deslocação permite o contacto com predadores. Ainda assim o risco é baixo.
Vulnerabilidade das crias	Não são atacadas pelos machos.	São por vezes atacadas e mortas pelos grupos de machos.

O comportamento dos sirénios actuais pode auxiliar na interpretação da função dos dentes de presa nas espécies oligocénicas e miocénicas. O facto de no passado os dentes não serem um carácter de dimorfismo sexual fortalece a hipótese de que estariam mais relacionados com a alimentação ou defesa do espaço. O aparecimento dos dentes durante o Oligocénico, Época em que se verifica, à luz do registo fóssil hoje em dia conhecido, uma queda acentuada da biodiversidade dos sirénios, sugere a sua função como um meio de maximização do aproveitamento dos recursos alimentares. O aumento da sazonalidade no Oligocénico e o início das glaciações antárcticas pode ter gerado um declínio nas fanerogâmicas marinhas, em particular a latitudes médias e elevadas.

Após a CSM, o início do Pliocénico revela o fim da espécie *M. serresii* (Zancleano Superior). Ainda no Zancleano surge a nova espécie *M. subapenninum*. Tal como visto

em Bianucci *et al.* (2008), o aumento do tamanho corporal e cranial nesta espécie é muito rápido e é acompanhado de aumento dos dentes de presa. Torna-se no maior dugongídeo a habitar as águas europeias. Os mesmos autores sugerem a alimentação, rica em rizomas de *P. oceanica*, como a razão para o rápido aumento de tamanho. Mas outras alterações têm de ser tidas em conta.

O arrefecimento que precede o PQPM gera uma pressão adaptativa nos sirénios mediterrânicos para que estes aumentem de tamanho corporal. O facto de terem um rácio metabólico baixo faz com que o aumento da superfície corporal seja a resposta mais eficaz e adequada à redução de temperatura (Scholander *et al.*, 1950). É possível aceitar que os recursos alimentares se tornaram abundantes durante o Zancleano e o Placenciano já que pela primeira vez os dentes de presa mostram uma possível relação sexual. Os dentes dos machos seriam maiores que os dentes das fêmeas, ainda que tal necessite de mais dados para ser comprovado (Sorbi *et al.*, 2012). Esta alteração pode indicar mudanças de hábito reprodutivo, com o início de competição pelas fêmeas numa estrutura semelhante à do dugongo actual. Tal não descarta a possibilidade desse comportamento já existir em *M. serresii* ou mesmo em espécies mais antigas, embora, tal como sugerido por Anderson (2002), um comportamento reprodutivo dos Dugongidae no passado semelhante ao dos Trichechidae actuais seja perfeitamente plausível. Note-se que só agora se trata de uma característica de dimorfismo sexual, sendo assim indicadora de alteração de comportamento. É no entanto necessário ter em conta que apesar do género *Metaxytherium* ser um dugongídeo, pertence a uma subfamília distinta da do dugongo. O primeiro é um Halitheriinae enquanto o segundo é um Dugonginae. Esta diferença taxonómica, tal como apontado por Sorbi *et al.* (2012), exige algum cuidado nas comparações comportamentais, morfológicas e anatómicas.

No que respeita aos sirénios existem duas questões pendentes sobre duas subfamílias presentes na Europa. A subfamília Miosireninae, com 3 espécies e 4 registos europeus, todos na região do Mar do Norte, representa o maior desafio taxonómico desta Ordem. Tal como já descrito neste trabalho (Capítulo 4), a classificação desta subfamília é ainda incerta, embora os indicadores actuais a coloquem nos Trichechidae. Existem dois trabalhos respeitantes à alimentação de duas espécies de miosirenídeos, um de Diedrich (2008) e outro de Clementz *et al.* (2006). O primeiro estudou a alimentação de

Anomotherium langewieschei, o mais antigo dos registos fósseis desta subfamília, datado do Oligocénico Superior (Savage, 1976). De acordo com o seu trabalho esta espécie alimentar-se-ia apenas de fanerogâmicas marinhas. Já a espécie *Miosiren kocki*, que tem dois registos do Miocénico Inferior, teria na sua alimentação bivalves (Clementz *et al.*, 2006). A inclusão de bivalves na sua dieta alimentar revela, pelo menos do ponto de vista metabólico, uma maior afinidade com os manatins, já que estes são mais ecléticos, introduzindo peixes, bivalves e vários tipos de vegetação na sua alimentação (ver Capítulo 4). Anderson (2002) sugere mesmo que *T. manatus* e *T. senegalensis* são consumidores oportunistas de fanerogâmicas marinhas. No entanto esta característica alimentar dos manatins não lhes confere maior adaptabilidade a variações climáticas já que não se conhece nenhuma espécie da família Trichechidae que se tenha adaptado a águas frias, ao contrário da família Dugongidae.

A outra subfamília é a Hydrodamalinae. Presente nos mares europeus e norte africanos desde o Eocénico, representada pelas espécies *Sirenavus hungaricus*, *Rytiodus capgrandi*, *Rytiodus heali* e *Paralitherium tarkanyense*, que, de acordo com o registo fóssil actual, desaparece no final do Miocénico Inferior, não estando presente até ao final do COM. A questão que esta subfamília levanta prende-se com o facto de ser a única onde um género, *Hydrodamalis*, se adaptou a águas frias. No Pacífico Norte ocorreu a evolução para *Hydrodamalis* há 8 Ma, tendo a região sido colonizada por esta subfamília há 12 Ma. Porque não ocorreu o mesmo no sector europeu? Além da possibilidade de terem sido factores climáticos regionais ou de competição que levaram ao desaparecimento deste grupo de dugongídeos das costas euro norte africanas, a observação das fanerogâmicas marinhas pode trazer alguma luz sobre a questão. A baixa diversidade destas angiospérmicas no Atlântico Norte hoje em dia, poderá também ter sido uma realidade durante o Miocénico, já que do ponto de vista evolutivo estas plantas não apresentam quase nenhuma variação desde o Eocénico (Domning, 1981, 2001b). A redução da disponibilidade de alimento devido ao arrefecimento poderá ter sido o principal factor a limitar a possibilidade de adaptação das espécies europeias às alterações de temperatura.

Por fim é necessário procurar compreender porque razão, existindo extensas pradarias no Mar Mediterrâneo, não ocorrem sirénios nos seus ambientes costeiros. O género

Metaxytherium, de distribuição cosmopolita, tornou-se extinto em todo o mundo no Miocénico Superior, com excepção da região euro norte africana (Sorbi *et al.*, 2012), onde se tornou no único género presente. Deu origem à espécie *M. subapenninum*, exclusiva da bacia do Mediterrâneo, onde o último registo data do final do Placenciano (Sorbi *et al.*, 2012). O desaparecimento dos sirénios do Mediterrâneo parece estar fortemente relacionado com o início das glaciações do Plistocénico, já que este último registo os coloca na fase de deterioração climática pós PQPM. De acordo com Böse *et al.* (2012), o início das glaciações no Norte da Europa ocorreu há 2,7 Ma, com glaciações recorrentes nas zonas de elevadas altitudes. Há 1,1 Ma iniciaram-se as glaciações nas zonas de menor altitude, tendo-se iniciado o ciclo de glaciador/interglaciador à escala continental. Isto teve efeitos sentidos no Mediterrâneo, com eventos de extinção entre 3,1 Ma e 2,7 Ma devido ao arrefecimento da água em profundidade no início do crescimento dos glaciares do Hemisfério Norte (Hayward *et al.*, 2009).

Actualmente o Mar Mediterrâneo tem TSO média de $\approx 22^{\circ}\text{C}$ na região Este e Sudeste e $\approx 19^{\circ}\text{C}$ na região Oeste/Sudoeste (Fig. 72) (Marullo *et al.*, 2007). No mesmo trabalho encontram-se as TSO do Mediterrâneo para o dia 29 de Dezembro do ano 2000. Verifica-se que são substancialmente diferentes da média, sendo $\approx 22^{\circ}\text{C}$ na região Este, Sudeste e Golfo de Sirte, baixando apenas um pouco na região Oeste e Sudoeste para $15-16^{\circ}\text{C}$.

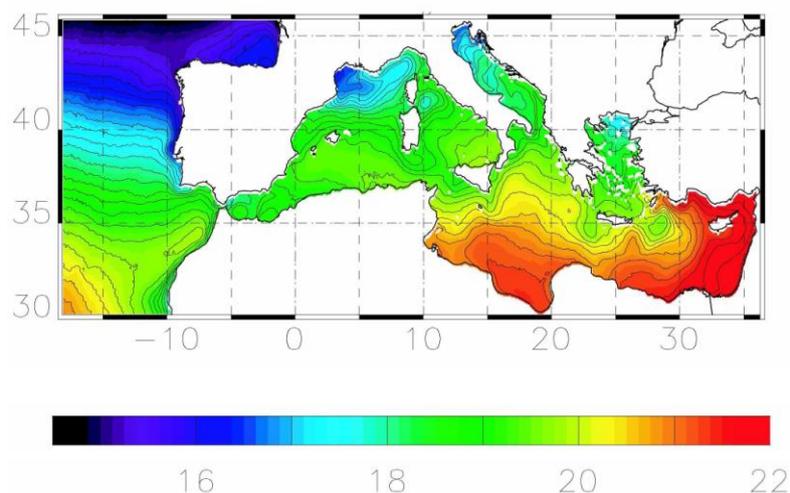


Figura 72 - Temperaturas média de superfície do Mar Mediterrâneo entre 1985 e 2005 (adaptado de Marullo *et al.*, 2007).

Isto significa que no Mediterrâneo existe abundância de alimento adequado aos sirénios e que as temperaturas são semelhantes às que já existiram em fases do

Miocénico, como no Miocénico Inferior quando a TSO média do Paratétis Central e Oeste era de 14-28°C (Kocsis *et al.*, 2009), ou no COM, em que a TSO no Paratétis Norte era entre 17-19°C na estação fria e 28°C na estação quente (Kroh, 2007; Harzhauser *et al.*, 2011).

A ausência de sirénios actualmente nas costas mediterrânicas poderá prender-se com dois aspectos fundamentais. Os dugongídeos limitam-se ao Oceano Índico e às costas indonésias e australianas do Pacífico. Um dos locais onde os dugongos ocorrem é o Mar Vermelho, no entanto o Mar Mediterrâneo ficou fechado a Este no início do Serravaliano (Rögl, 1999), impedindo qualquer migração dos sirénios entre este e o Mar Vermelho ou o Oceano Índico. Deste modo os indivíduos de *Dugong dugon* não podem recolonizar os ambientes costeiros norte africanos e sul europeus.

Do lado do Atlântico existem os manatins da Florida, Caraíbas e costa do Brasil. Mas tratando-se de animais letárgicos e que não realizam longas migrações, uma recolonização das águas costeiras mediterrânicas, agora pelos manatins, torna-se altamente improvável. No caso do manatim africano, aquele que dada a sua distribuição geográfica, teria mais possibilidades de expandir o seu território para novos ambientes costeiros, existem duas barreiras fundamentais à sua migração: a região de afloramento costeiro do noroeste africano e a ausência de fanerogâmicas marinhas. A região de afloramento costeiro situa-se na costa de Marrocos e Oeste do Saara, tendo sido intensificada ao longo do século XX, como demonstra o arrefecimento em 1,2°C ao longo do último século (McGregor *et al.*, 2007). O facto de existir afloramento costeiro, ainda que sazonal, significa que durante esse período as temperaturas da camada superficial descem, fruto da ascensão de águas de fundo. Soma-se a estas condições pouco procuradas pelos sirénios o facto das fanerogâmicas marinhas serem escassas nessa região, como se pode verificar pelo trabalho de Shot *et al.*, 2007).

6.6 Sirénios e Ambiente Galáctico

Dois factores parecem ser indispensáveis ao desaparecimento dos sirénios nos mares europeus: arrefecimento e redução de alimento. O arrefecimento do Hemisfério Norte, aliado a uma menor quantidade e variabilidade de fanerogâmicas marinhas terá

limitado os dugongídeos, ao longo do Miocénico e da transição para o Pliocénico, ao Mar Mediterrâneo. Com o acentuar do arrefecimento no final do Placenciano, os sirénios desapareceram das regiões costeiras euro-norte africanas.

Dada a relação entre as variações do ambiente galáctico e as variações climáticas da Terra, somos tentados a procurar uma relação/causa directa entre as SN e a extinção dos sirénios no Atlântico Nordeste e Mediterrâneo. Quando se refere relação/causa directa não se procura um elo sem intermediários entre as SN e os sirénios. Tal seria próximo do absurdo. Mas a relação entre as SN e o clima poderá ser fundamental na extinção destes mamíferos marinhos, bem como na redução da biomassa de fanerogâmicas marinhas no Atlântico Norte.

Como o efeito do ambiente galáctico não se encontra dissociado de factores intrínsecos à Terra (tectónica, composição atmosférica, vulcanismo), ele não promove efeitos homogéneos em todo o planeta. A distribuição das massas oceânicas e continentais, bem como a sua morfologia, são fundamentais ao desenvolvimento climático regional e global. Não obstante o arrefecimento verificado na Europa mostra o aumento do gradiente latitudinal de temperatura, um efeito esperado na hipótese da relação das SN com o clima, já que o FRC é mais intenso nas regiões polares e temperadas do que na região equatorial, fruto do campo magnético da Terra. Deste modo o ambiente galáctico deverá ter contribuído para a evolução climática do Cenozoico, fortalecendo o arrefecimento gerado pela morfologia terrestre (início da CCA, fim do Istmo do Panamá, orogenia alpina, formação dos Himalaias e formação do Deserto do Saara).

A biodiversidade dos sirénios acompanha as variações do gradiente latitudinal de temperatura (Fig. 73). Ao longo da subida do gradiente, a biodiversidade vai reduzindo, tendo apenas um pico no Miocénico Inferior, período de aquecimento e início do COM na Europa. Este aumento da biodiversidade estende-se ao COM, sendo novamente reduzida após o final deste evento climático. No gráfico encontra-se a variação do limite latitudinal Norte do registo fóssil. Este, embora não acompanhe totalmente a variação do gradiente latitudinal, tal já foi discutido no ponto 6.4, e estará relacionado com a movimentação da Europa para Norte (Meulenkamp e Sissingh, 2003), da paleogeografia dos locais costeiros adequados aos sirénios e com o actual registo fóssil conhecido, sempre susceptível de alterações com novas descobertas.

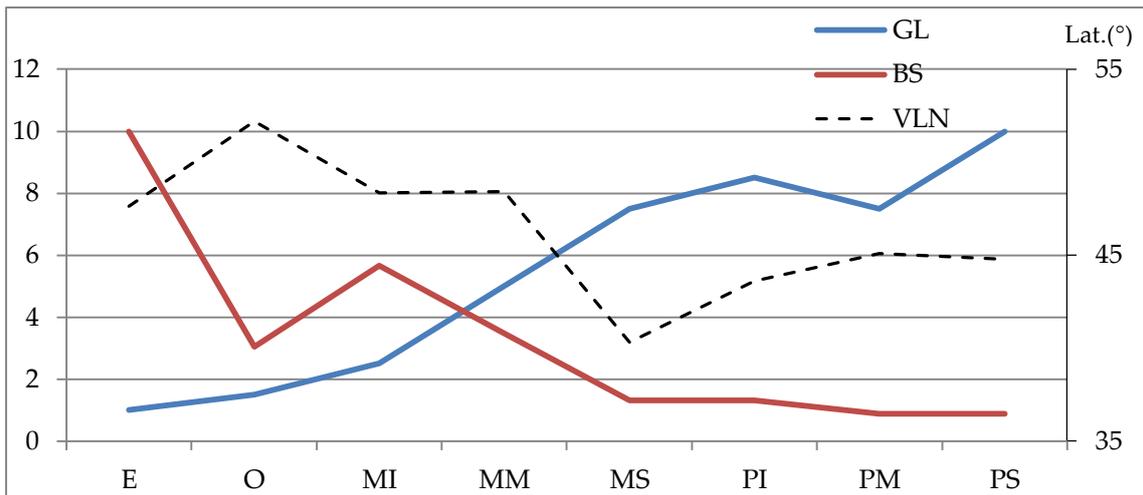


Figura 73 - Comparação da evolução da biodiversidade dos sirénios euro-norte africanos (BS) ao longo do tempo com a evolução do gradiente latitudinal de temperatura (GL). O VLN representa a variação latitudinal Norte do registo fóssil e a sua escala encontra-se do lado direito do gráfico. No eixo dos xx encontram-se as Épocas geológicas: E - Eocénico, O - Oligocénico, MI - Miocénico Inferior, MM - Miocénico Médio, MS - Miocénico Superior, PI - Pliocénico Inferior, PM - Pliocénico Médio, PS - Pliocénico Superior. Os valores atribuídos à biodiversidade foram obtidos considerando uma escala de 0 a 10, onde 10 representa a biodiversidade do Eocénico. Os restantes são obtidos como uma percentagem desta biodiversidade. No caso do GL criou-se uma escala também de 0 a 10, sendo o valor 10 atribuído ao PS e o valor 1 ao E, como os dois casos extremos do GL. Como não existem dados quantitativos acerca da evolução do gradiente, os valores foram atribuídos de acordo com uma escala de: Baixo - 1; Médio Baixo - 2,5; Médio - 5; Médio Alto - 7,5; Alto - 8,5; Elevado - 10.

Verifica-se a relação entre a evolução dos sirénios e o gradiente latitudinal de temperatura, tanto a nível paleobiogeográfico como de diversidade taxonómica, suportando assim a hipótese de ligação entre a evolução da biodiversidade e o ambiente galáctico.

CAPÍTULO 7

CONCLUSÕES

Relativamente à questão do desaparecimento dos sirénios do litoral oeste-ibérico foram colocadas três hipóteses: 1) este desaparecimento acompanha as alterações climáticas globais (o arrefecimento latitudinal?); 2) este desaparecimento a nível regional segue as variações na temperatura ou está mais associado a variações do habitat?; 3) Até que ponto a sua especialização ecológica poderá ter conduzido à sua restrição biogeográfica actual?

Na realidade, estas três hipóteses estão intrinsecamente ligadas. A paleobiogeografia dos sirénios nas costas europeias parece acompanhar a intensificação do gradiente latitudinal de temperatura. Por exemplo, o facto do COM se ter iniciado mais cedo na Europa que no resto do planeta fez-se sentir na biodiversidade de sirénios europeus, ocorrendo um ligeiro aumento na sua riqueza específica. No entanto conclui-se que o desaparecimento não é regulado exclusivamente pela temperatura, embora, pelo menos no que respeita ao Pliocénico Superior tal pareça ser o caso. A distribuição da fonte alimentar deverá ter tido também influência na presença de sirénios já que estes abandonaram mais cedo o sector do Atlântico Nordeste que o Mediterrâneo, isto apesar de no Tortoniano não se verificarem diferenças de temperatura muito significativas entre os dois sectores costeiros. Isto implica que o habitat também exerce uma forte pressão nos sirénios e que a especialização alimentar dos dugongídeos foi um factor importante.

Deste modo parece que ambos os factores, temperatura e habitat, são determinantes na evolução paleobiogeográfica desta Ordem na Europa. No que respeita à sua extinção, no Placenciano, a temperatura deverá ter sido o factor determinante, pois o Mediterrâneo, tal como hoje, tinha pradarias de fanerogâmicas marinhas nas zonas costeiras. Tudo parece indicar que as populações de *M. subapenninum* sucumbiram ao final do PQPM fruto do forte arrefecimento que marca o início das glaciações continentais do Hemisfério Norte (Böse *et al.*, 2012).

O trabalho desenvolvido envolve outra questão: poderão as SN e o ambiente galáctico ter um efeito de forçador climático a longo prazo? Os resultados do nosso modelo indicam que sim. Embora eventos como PETM, OCEI ou OCEM sejam regulados por

factores específicos da própria Terra, talvez com influência da AS, no caso de tendências climáticas de longo prazo o ambiente galáctico surge como um potencial forçador. A relação encontrada no modelo entre a variação climática, a variação do $\delta^{18}\text{O}$ e a variação do fluxo energético das SN, e como tal da passagem pelos braços galácticos, mostra que as SN podem ser um mecanismo de forçamento climático de longo prazo. Não se pode, no entanto, desprezar os efeitos regionais da tectónica como modelador deste mecanismo, ou seja, as consequências da variação do fluxo das SN estão associadas a arrefecimento global, sendo o seu impacto determinado pela distribuição das massas oceânicas e continentais. A composição atmosférica, a AS e eventos como vulcanismo também têm de ser tidos em conta. Não é possível estudar o Clima com relações simplistas e reducionistas. O Clima, na Terra ou em qualquer local do nosso Universo, é um sistema extremamente complexo, exigindo um esforço multidisciplinar para a sua compreensão.

Apesar do modelo matemático da galáxia indicar uma boa relação entre SN e clima, é necessário melhorar este modelo, testando outras hipóteses para a distribuição dos braços e aplicar o modelo numa janela temporal maior, abrangendo o Mesozoico, o Paleozoico e, numa fase final, o Éon Pré-câmbrico, de forma a poder validar a relação SN-Clima, pois os resultados para o Cenozoico representam uma janela temporal considerável mas insuficiente para garantir esta relação à escala de tempo galáctico (giga-anos). Ter em conta o FRC, já que são estas partículas que têm forte impacto na produção de nuvens, não é um objectivo realista, visto que ao serem partículas influenciadas pelos campos magnéticos e serem aceleradas nas SN com direcção definida, estimar o seu fluxo na Terra é impossível. Ainda assim, ao estudar a variação do fluxo energético, o modelo simula a variação de raios gama e raios X, radiação que também tem influência na ionização atmosférica.

De forma sumária, à luz do registo fóssil actual, podemos dizer que:

- a evolução taxonómica dos sirénios na região euro-norte africana mostra os mesmos padrões que encontramos no gradiente latitudinal de biodiversidade. Fases de maior sazonalidade têm menor riqueza específica;

- no sector do Atlântico Nordeste os sirénios se extinguiram devido à combinação de dois factores: arrefecimento e redução da disponibilidade da sua fonte de alimento;
- no Mediterrâneo a sua extinção no final do Pliocénico está intimamente ligada ao arrefecimento;
- o modelo mostra uma relação entre o ambiente galáctico e o clima da Terra. É necessário ajustar alguns parâmetros no modelo e estender a distribuição de SN a períodos mais antigos. No entanto a tal relação parece existir ao longo do Cenozoico, suportando a hipótese das SN como forçadores climáticos.

Deste modo, à luz do registo fóssil disponível e dos resultados do modelo matemático da galáxia, é plausível que o ambiente galáctico e as SN possam ter contribuído, de forma indirecta, para a extinção dos sirénios nos mares europeus.

REFERÊNCIAS

- Abbot, D.C. & Conti, P.S. (1987) Physical Properties of Wolf-Rayet Stars. *Annual Review of Astronomy and Astrophysics*, 25, 113-150.
- Abel, O. (1904) Die Sirenen der mediterranen Tertiärbildungen Oesterreichs. *Abhandlungen der kaiserlich - koniglichen geologischen Reichsanstalt*. Wien 19 (2): 1-223.
- Abels, H.A., Dupont-nivet, G., Xiao, G., Bosboom, R. & Krijgsman, Wout (2011) Step-wise change of Asian interior climate preceding the Eocene–Oligocene Transition (EOT). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, 399–412.
- Aires, T., Marbà, N., Cunha, R., Kendrick, G., Walker, D., Serrão, E., Duarte, C. & Arnaud-Haond, S. (2011) Evolutionary history of the seagrass genus *Posidonia*. *Marine Ecology Progress Series*, 421, 117–130.
- Ameghino, F. (1883) Sobre una colección de mamíferos fósiles del Piso Mesopotámico de la formación Patagónica recogidos en las barrancas del Paraná por el Profesor Pedro Scalabrini *Bol. de la Acad. Nac. Cienc. Córdoba* 5(1): 101-116.
- Amenomori, M., Bi, X.J., Chen, D., Cui, S.W., Ding, L.K., et al. (2011) Cosmic-ray energy spectrum around the knee obtained by the Tibet experiment and future prospects. *Advances in Space Research*, 47, 629–639.
- Anderson, P.K. (2002) Habitat, Niche, and Evolution of Sirenian Mating Systems. *Journal of Mammalian Evolution*, 9, 55–98.
- Andre, J., Biagi, R., Moguedet, G., Buffard, R., Clement, G., Redois, F. & Baloge, P. (2003) Mixed siliciclastic–cool-water carbonate deposits over a tide-dominated epeiric platform: the Faluns of l’Anjou formation (Miocene, W. France). *Annales de Paléontologie*, 89, 113–123.
- Andrews, C. W. (1902) Preliminary note on some recently discovered extinct vertebrates from Egypt. (Part III). *Geological Magazine Decade* 4(9): 291-295.
- Aranda-Manteca, F. J., Domning, D. P., & Barnes, L. G. (1994) A new middle Miocene sirenian of the genus *Metaxytherium* from Baja California and California: Relationship and paleobiogeographic implications. In Berta, A. & Deméré, T. A. (Eds) Contributions in marine mammal paleontology honoring Frank C. Whitmore Jr. *Proceedings of the San Diego Society of Natural History* 29: 191-204.
- Astibia, H., Bardet, N., Pereda-Suberbiola, X., Payros, A., De Buffrénil, V., Elorza, J., Tosquella, J., Berreteaga, A. & Badiola, A. (2010) New fossils of Sirenia from the Middle Eocene of Navarre (Western Pyrenees): the oldest West European sea cow record. *Geological Magazine*, 147, 665–673.
- Astibia, H., Bardet, N., Pereda-Suberbiola, X., Payros, A., De Buffrénil, V., Elorza, J., Tosquella, J., Berreteaga, A. & Badiola, A. (2010) New fossils of Sirenia from the Middle Eocene of Navarre (Western Pyrenees): the oldest West European sea cow record. *Geological Magazine*, 147, 665–673.
- Astibia, H., Murelaga, X., Payros, A., Pereda, X. & Tosquella, J. (1999) Tortugas y sirenios fósiles en el Eoceno marino de Navarra y Cuenca de Jaca. *Geogaceta*, 25, 15-18.
- Astibia, H., Pereda Suberdiola, X., Bardet, N., Payros, A., Berreteaga, A. & Badiola, A. (2006) Nuevos fósiles de sirenios en el Eoceno Medio de la Cuenca de Pamplona (Navarra). *Revista Española de Paleontología*, 21, 79–91.
- Augustin, L., Barbante, C., Barnes, P.R.F., Barnola, J.M., Bigler, M., et al. (2004) Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623–628.
- Bajpai, S., Thewissen, J. G. M., Kapur, V. V., Tiwari, B. N. & Sahni, A. (2006) Eocene and Oligocene sirenians (Mammalia) from Kachchh, India. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26(2): 400-410.
- Barke, J., van der Burgh, J., van Konijnenburg-van Cittert, J.H. a., Collinson, M.E., Pearce, M. a., Bujak, J., Heilmann-Clausen, C., Speelman, E.N., van Kempen, M.M.L., Reichart, G.-J., Lotter, A.F. & Brinkhuis, H. (2012) Coeval Eocene blooms of the freshwater fern *Azolla* in and around Arctic and Nordic seas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 337-338, 108–119.
- Barnes, L.G. (1977) Outline of eastern North Pacific fossil cetacean assemblages. *Systematic Zoology*, 25, 321–343.
- Bennett, J., Donahue, M., Schneider, N. & Voit, M. (2004) *Stars, Galaxies, and Cosmology, The Cosmic Perspective*. 3rd Edition. Pearson/Addison Wesley, 380 pp.
- Bianucci, G., Carone, G., Domning, D.P., Landini, W., Rook, L. & Sorbi, S. (2008) Peri-Messinian Dwarfing in Mediterranean *Metaxytherium* (Mammalia: Sirenia): Evidence of Habitat Degradation Related to the Messinian Salinity Crisis. *Garyounis Scientific Bulletin*, 145–157.
- Bianucci, G., Gatt, M., Catanzariti, R., Sorbi, S., Bonavia, C.G., Curmi, R. & Varola, A. (2011) Systematics , biostratigraphy and evolutionary pattern of the Oligo-Miocene marine mammals from the Maltese Islands. *Geobios*, 44, 549-585.
- Bianucci, G., Landini, W., & Varola, A. (2003) New records of *Metaxytherium* (Mammalia: Sirenia) from the late Miocene of Cisterna quarry (Apulia, southern Italy). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 42(1-2): 59-63.
- Billups, K. & Schrag, D.P. (2003) Application of benthic foraminiferal Mg/Ca ratios to questions of Cenozoic climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 181–195.

- Billups, K., Kelly, C. & Pierce, E. (2008) The late Miocene to early Pliocene climate transition in the Southern Ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 267, 31–40.
- Billups, Katharina (2002) Late Miocene through early Pliocene deep water circulation and climate change viewed from the sub-Antarctic South Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185, 287–307.
- Binzer, T., Borum, J. & Pedersen, O. (2005) Flow velocity affects internal oxygen conditions in the seagrass *Cymodocea nodosa*. *Aquatic Botany*, 83, 239–247.
- Bitvinskas, T. T. (1971) Dendroclimatological Research, *Hydrometeoizdat*, Leningrad, 172 pp.
- Bizzarini, F., Bizzotto, B. & Giampietro, B. (1977) Resti di sirenio (*Prototherium*) nella marna di Possagno (Eocene Superiore). *Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*, 30, 14 pp.
- Bizzotto, B. (1983) *Prototherium intermedium* n. sp. (Sirenia) dell'Eocene Superiore di Possagno e proposta di revisione sistematica del taxon *Eotheroides* Palmer 1899. *Memorie di Scienze Geologiche*, 36, 95–116.
- Boer, B.D., Wal, R.S.W.V.D., Lourens, L.J. & Bintanja, R. (2011) Transient nature of the Earth's climate and the implications for the interpretation of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1–8.
- Böhme, M. (2003) The Miocene Climatic Optimum: evidence from ectothermic vertebrates of Central Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 195, 389–401.
- Böhme, M., Ilg, A. & Winklhofer, M. (2008) Late Miocene “washhouse” climate in Europe. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 393–401.
- Böhme, M., Winklhofer, M. & Ilg, A. (2011) Miocene precipitation in Europe: Temporal trends and spatial gradients. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304, 212–218.
- Bojar, A.-V., Hiden, H., Fenninger, A. & Neubauer, F. (2004) Middle Miocene seasonal temperature changes in the Styrian basin, Austria, as recorded by the isotopic composition of pectinid and brachiopod shells. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203, 95–105.
- Bollasina, M.A., Ming, Y. & Ramaswamy, V. (2011) Anthropogenic Aerosols and the weakening of the South Asian Summer Monsoon. *Science*, 334, 502–505.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. & Bonani, G. (2001) Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130–6.
- Bondo, T., Enghoff, M.B. & Svensmark, H. (2009) Model of optical response of marine aerosols to Forbush decreases. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 9, 22833–22863.
- Borgia, C., Varola, A. & Ruggiero, L. (1981) Rinvenimento di un Sirenide nel Miocene della provincia di Lecce. *Thalassia Salentina*, 11, 1–9.
- Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J.R. & Rose, J. (2012) Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 44, 1–25.
- Bosellini, F. & Perrin, C. (2008) Estimating Mediterranean Oligocene–Miocene sea-surface temperatures: An approach based on coral taxonomic richness. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258, 71–88.
- Bosellini, F.R. (2006) Biotic changes and their control on Oligocene–Miocene reefs: A case study from the Apulia Platform margin (southern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241, 393–409.
- Brenguier, J.-L., Pawlowska, H., Schuller, L., Preusker, R., Fischer, J. & Fouquart, Y. (2000) Radiative Properties of Boundary Layer Clouds: Droplet Effective Radius versus Number Concentration. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 57, 803–821.
- Broccoli, A.J. & Manabe, S. (1992) The Effects of Orography on Midlatitude Northern Hemisphere Dry Climates. *Journal of Climate*, 5, 1181–1201.
- Bruch, A. a., Utescher, Torsten & Mosbrugger, Volker (2011) Precipitation patterns in the Miocene of Central Europe and the development of continentality. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304, 202–211.
- Bruno, G. A. (1839) Illustrazione di un Nuovo Cetaceo fossile. *Mem. Reale Accad. Sci. Torino Cl. Sci. Mat. ser. 1*: 143–160.
- Burroughs, W. J. (1994) *Weather Cycles Real or Imaginary*. Cambridge University Press, Cambridge, xiv + 210 pp.
- Burrows, A. & Young, T. (2000) Neutrinos and supernova theory. *Physics Reports*, 333–334, 63–75.
- Cachão, M. & Silva, C.M. (2000) The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciências da Terra*, 14, 303–312.
- Cahuzac, B. & Audouin, M. (2005) Sur une vertèbre d'*Halitherium* (Siréniens), découverte dans le Calcaire à Astéries oligocène à Rauzan (Gironde). Aperçu paléocéologique. About a vertebra of *Halitherium* (Sirenia), found in the Oligocene “Calcaire à Astéries” at Rauzan (Gironde). *Paleoecol. Bulletin de la Société Linnéenne de Bordeaux*, 33, 171–192.
- Campani, M., Mulch, a., Kempf, O., Schlunegger, F. & Mancktelow, N. (2012) Miocene paleotopography of the Central Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, 337–338, 174–185.
- Cane, H.V. (2000) Coronal mass ejections and forbush decreases. *Space Science Reviews*, 93, 55–77.
- Canocchi, D. (1986) On a skull of a Sirenian from the Early Pliocene of Siena, Tuscany. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 92(4), 497–514.

- Capellini, G. (1886) Sopra i resti di un Sirenio fossile (*Metaxytherium lovisati* Cap.) raccolti a Monti Fioca presso Sassari in Sardegna. *Atti Accad. Sci. Ist. Bologna Memoire.* 7: 3-17.
- Carboni, M. G. & Kotsakis, T. (1983) Nuovi resti di Sirenide (Mammalia) nel Miocene della Sardegna settentrionale. *Boll. Soc. Sarda. Sci. Nat.*, 22, 129-138.
- Caria, Comaschi (1957) Nuovi resti di sireni nel Miocene della Sardegna. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 76, 288-301
- Carnevale, G., Longinelli, A., Caputo, D., Barbieri, M. & Landini, W. (2008) Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio–Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257, 81–105.
- Carone, G. & Domning, D. P. (2007) *Metaxytherium serresii* (Mammalia: Sirenia): new pre-Pliocene record, and implications for Mediterranean paleoecology before and after the Messinian Salinity Crisis. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana* 46(1): 55-92.
- Carone, G. (1997) *Metaxytherium medium* (Desmarest) 1822 (Dugongidae, Sirenia, Mammalia), delle arenarie tortoniane di Cessaniti (Calabria, Italia). *Atti della Società Italiana di Scienze Naturali e del Museo Civico di Storia Naturale di Milano*, 137, 91-100.
- Carslaw, K.S., Harrison, R G & Kirkby, J (2002) Cosmic rays, clouds, and climate. *Science*, 298, 1732–7.
- Casas-Sainz, a. M. & de Vicente, G. (2009) On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics*, 474, 214–235.
- Castro, L. (2006) *Dinoflagelados e outros palinomorfos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo*. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 380 pp.
- Chabrier, G. (2003) Galactic Stellar and Substellar Initial Mass Function. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 115, 763–795.
- Chowdhury, P., Dwivedi, B.N. & Ray, P.C. (2011) Solar modulation of galactic cosmic rays during 19–23 solar cycles. *New Astronomy*, 16, 430–438.
- Churchwell, E., Babler, B.L., Meade, M.R., Whitney, B.A., Indebetouw, R., Cyganowski, C., Robitaille, T.P., Povich, M., Watson, C. & Bracker, S. (2009) The Spitzer/GLIMPSE Surveys: A New View of the Milky Way. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 121, 213–230.
- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A. & Loutre, M.-F. (1996). Alternate interpretation of the Messinian Salinity Crisis: controversy resolved? *Geology* 24 (4), 363–366.
- Clementz, M. T., Goswami, A., Gingerich, P. D. & Koch, P. L. (2006) Isotopic records from early whales and sea cows: contrasting patterns of ecological transition. *Journal of Vertebrate Paleontology* 26(2): 355–370.
- Clementz, M. T., Sorbi, S. & Domning, D. (2009) Evidence of Cenozoic environmental and ecological change from stable isotope analysis of sirenian remains from the Tethys-Mediterranean region. *Geology* 37(4): 307–310.
- Cooper, A.K., Brancolini, G., Escutia, C., Kristoffersen, Y., Larter, R., Leitchenkov, G., O'Brien, P. & Jokal, W. (2009) *Cenozoic Climate History from Seismic Reflection and Drilling Studies on the Antarctic Continental Margin*. *Developments in Earth & Environmental Sciences*, 8: 115-228.
- Cope, Edward D. (1883) On a new extinct genus of Sirenia from South Carolina. *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 35, 52-54.
- Cope, J.T. & Winguth, A. (2011) On the sensitivity of ocean circulation to arctic freshwater input during the Paleocene/Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306, 82–94.
- Costa, E., Garcés, M., Sáez, A., Cabrera, L. & López-Blanco, M. (2011) The age of the “Grande Coupure” mammal turnover: New constraints from the Eocene–Oligocene record of the Eastern Ebro Basin (NE Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 301, 97–107.
- Cotton, L.J. & Pearson, Paul N (2011) Extinction of larger benthic foraminifera at the Eocene/Oligocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 311, 281–296.
- Cottreau, Jean (1928) *Le Metaxytherium cuvieri* du Golfe de la Loire. *Annales de Paléontologie*, 18, 24 pp.
- Covey, C., Sloan, L.C. & Hoffert, M.I. (1996) Paleoclimate data constraints on climate sensitivity: the paleocalibration method. *Climatic Change*, 32, 165–184.
- Cox, Arthur N. (2000) *Allen's astrophysical quantities*, 4th ed. Edited by Arthur N. Cox. New York; Springer, 388 pp.
- Cremades, H. & St. Cyr, O.C. (2007) Coronal mass ejections: Solar cycle aspects. *Advances in Space Research*, 40, 1042–1048.
- Crusafont-Pairó, M. (1973) *Mammalia Tertiaria Hispaniae. Fossilium Catalogus. I: Animalia. Pars 121: iii + 198 pp.*
- Csank, A.Z., Patterson, W.P., Eglington, B.M., Rycbynski, N. & Basinger, J.F. (2011) Climate variability in the Early Pliocene Arctic: annually resolved evidence from stable isotope values of sub-fossil wood, Ellesmere Island, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308, 339–349.
- Cuvier, Frédéric (1829) *Zoologie = mammalogie. Dictionnaire des sciences naturelles*, 59, 357-519.
- Dal Piaz, G. B. (1937) I Mammiferi dell'Oligocene veneto. *Halitherium* sp. *Memorie degli Istituti di Geologia e*

Mineralogia dell'Università di Padova, 11, 5 pp.

- de Christol, J. (1834) Mémoire sur le Moyen Hippopotame fossile de Cuvier, replacé au genre des Dugons. *Ann. des Sciences Nat.*, 2: 257-277.
- de Zigno, A. (1887) Quelques observations sur les Sireniens fossiles. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 3: 728-732.
- Del Campana, D. (1924) Un nuovo resto di Serenoide del Miocene superiore della provincia di Catanzaro. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 30, 53-55.
- Dela, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Gennari, R., Irace, A., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Natalicchio, M., Roveri, M. & Violanti, D. (2011) The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): The Alba section revisited. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310, 238–255.
- Deperet, C. (1895) Über die Fauna von miocänen Wirbeltheieren aus der ersten Mediterranstufe von Eggenburg. *Sitzb. Math-Nat. Cl. Ak. Wiss. Wien*, 104: 395-416.
- Deperet, C. & Roman, F. (1920) Le *Felsinotherium serresi* des sables pliocènes de Montpellier et les rameaux phylétiques des Sireniens fossiles de l'ancien monde. *Archives du Muséum d'Histoire Naturelle Lyon*, 12(4), 1-55.
- Dergachev, V. A., Kocharov, G. E., & Stupneva, A. V. (1978) Environmental Conditions and Radial Tree Growth, *Kaunas*, 70–72
- Desmarest, A. G. (1822) Mammalogie ou description des especes de mammiferes. *Second partie, contenant les orders des rongeurs, des edentes, des pachydermes, des ruminans et des cetaces* 277-556 pp.
- Dickinson (1975) Solar variability and the lower atmosphere. *Bulletin of the American Meteorological Society* 56 (12): 1240–1248.
- Diedrich, C.G. (2008) The food of the miosiren *Anomotherium langenvieschei* (Siegfried) - indirect proof of seaweed or seagrass by xenomorphic oyster fixation structures in the Upper Oligocene (Neogene) of the Doberg , Bünde (NW Germany) and comparisons to modern Dugong dugon (Müller). *Senckenbergiana maritima*, 38, 59–73.
- Diester-haass, L., Billups, Katharina & Emeis, K. (2011) Enhanced paleoproductivity across the Oligocene/Miocene boundary as evidenced by benthic foraminiferal accumulation rates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 464–473.
- Dolan, a. M., Koenig, S.J., Hill, D.J., Haywood, a. M. & DeConto, R.M. (2012) Pliocene Ice Sheet Modelling Intercomparison Project (PLISMIP) – experimental design. *Geoscientific Model Development*, 5, 963–974.
- Dollo, L. (1889) Premiere Note sure les Sireniens de Boom . *Bull. Soc. Belge Geol. Pal. & Hydrol.* 3: 415-421.
- Domack, E. W., Jacobson, E. A., Shipp, S., & Anderson, J. B. (1999). Late Pleistocene–Holocene retreat of the West Antarctic Ice Sheet system in the Ross Sea: Part 2: Sedimentologic and stratigraphic signature. *GSA Bulletin*, 111, 1517–1536.
- Domingo, L., Koch, P.L., Grimes, S.T., Morales, Jorge & López-Martínez, N. (2012) Isotopic paleoecology of mammals and the Middle Miocene Cooling event in the Madrid Basin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 339-341, 98–113.
- Domning, D. P. & Furusawa, H. (1994) Summary of taxa and distribution of Sirenia in the North Pacific Ocean. *The Island Arc* 3(4): 506-512.
- Domning, D. P. & H. Thomas. (1987) *Metaxytherium serresii* (Mammalia: Sirenia) from the Lower Pliocene of Libya and France: a reevaluation of its morphology, phyletic position, and biostratigraphic and paleoecological significance. In: Boaz, N., El-Arnauti, A., Gaziry, A. W., De Heinzelin, J. & Boaz, D. D. (Eds.), *Neogene Paleontology and Geology of Sahabi*. Alan R. Liss, New York, pp: 205-232.
- Domning, D. P. & Pervesler, P. (2001) The osteology and relationships of *Metaxytherium krahuletzii* Depéret, 1895 (Mammalia: Sirenia). *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft* 553: 1-89.
- Domning, D. P. (1978) Sirenia evolution in the North Pacific Ocean. *University of California Publications in Geological Sciences* 118: 1-176.
- Domning, D. P. (1981) Sea cows and sea grasses. *Paleobiology*, 7, 417-420.
- Domning, D. P. (1994) A phylogenetic analysis of the Sirenia. *Proceedings of San Diego Society of Natural History*, 29:177-189.
- Domning, D. P. (1996). Bibliography and Index of the Sirenia and Desmostylia. *Smithsonian Contributions to Paleobiology*, 80: 1-611
- Domning, D. P. (2001a) The earliest known fully quadrupedal sirenian. *Nature* 413: 625-627.
- Domning, D.P. (2001b) Sirenians, seagrasses, and Cenozoic ecological change in the Caribbean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166, 27–50.
- Domning, D. P. (2002) Sirenian Evolution. In Perrin, W.F., Würsig, B. & Thewissen, J. G. M. (Eds.), *Encyclopedia of Marine Mammals*. San Diego, Academic Press. 1083-1086.
- Domning, D. P., Ray, C. E. & McKenna, M. C. (1986) Two new Oligocene desmostylians and a discussion of tethytherian systematics. *Smithsonian Contribution to Paleobiology* 59: 1-56.

- Domning, D.P. & Sorbi, S. (2012) *Rytiodus heali*, sp. nov. a new sirenian (Mammalia, Dugonginae) from the Miocene of Lybia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 31, 1338–1355.
- Donder, E.D. & Vanbeveren, D. (2003) The galactic evolution of the supernova rates. *New Astronomy*, 8, 817–836.
- Dowsett, H., Barron, J. & Poore, R. (1996) Middle Pliocene sea surface temperatures : a global reconstruction. *Marine Micropaleontology*, 27, 13–25.
- Dowsett, H.J., Haywood, A.M., Valdes, P.J., Robinson, M.M., Lunt, D.J., Hill, D.J., Stoll, D.K. & Foley, K.M. (2011) Sea surface temperatures of the mid-Piacenzian Warm Period: A comparison of PRISM3 and HadCM3. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309, 83–91.
- Duarte, C.M., Merino, M., Agawin, N.S.R., Fortes, M.D., Uri, J., Gallegos, M.E., Marbá, N. & Hemminga, M.A. (1998) Root production and belowground seagrass biomass. *Marine Ecology Progress Series*, 171, 97–108.
- Duplissy, J., Enghoff, M.B., Aplin, K. L., Arnold, F., Aufmhoff, H., Avngaard, M., Baltensperger, U., Bando, T., Bingham, R., Carslaw, K., Curtius, J., David, A., Fastrup, B., Gagné, S., Hahn, F., Harrison, R. G., Kellett, B., Kirkby, J., Kulmala, M., Laakso, L., Laaksonen, A., Lillestol, E., Lockwood, M., Mäkelä, J., Makhmutov, V., Marsh, N.D., Nieminen, T., Onnela, A., Pedersen, E., Pedersen, J.O.P., Polny, J., Reichl, U., Seinfeld, J.H., Sipilä, M., Stozhkov, Y., Stratmann, F., Svensmark, H., Svensmark, J., Veenhof, R., Verheggen, B., Viisanen, Y., Wagner, P.E., Wehrle, G., Weingartner, E., Wex, H., Wilhelmsson, M. & Winkler, P.M. (2010) Results from the CERN pilot CLOUD experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 10, 1635–1647.
- Dutton, J.F. & Barron, E.J. (1997). Miocene to present vegetation changes: A possible piece of the Cenozoic cooling puzzle. *Geology*, 25 (1), 39-41.
- Dwyer, G.S. & Chandler, M. a (2009) Mid-Pliocene sea level and continental ice volume based on coupled benthic Mg/Ca palaeotemperatures and oxygen isotopes. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 367, 157–68.
- Dypvik, H., Riber, L., Burca, F., Rütther, D., Jargvoll, D., Nagy, J. & Jochmann, M. (2011) The Paleocene–Eocene thermal maximum (PETM) in Svalbard – clay mineral and geochemical signals. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 156–169.
- Eichkorn, S., Wilhelm, S., Aufmhoff, H., Wohlfrom, K.H. & Arnold, F. (2002) Cosmic ray-induced aerosol-formation: First observational evidence from aircraft-based ion mass spectrometer measurements in the upper troposphere. *Geophysical Research Letters*, 29, 1698-1702
- Englmaier, P., Pohl, M & Bissantz, N. (2008) The Milky Way spiral arm pattern. *Memoire della Società Astronomica Italiana*, 1, 1–6.
- Ennouchi, E. (1954) Un sirénien, *Felsinotherium* cf. *serresi*, à Dar bel Hamri. *Service Géologique du Marco*, 121, 77-82.
- Erlykin, A.D., Gyalai, G., Kudela, K., Sloan, T. & Wolfendale, A.W. (2009) On the correlation between cosmic ray intensity and cloud cover. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 71, 1794–1806.
- Estevens, M. (2000) Miocene marine mammals from Portugal - Paleogeographical and paleoecological significance. *Ciências da Terra*, 14, 323–334.
- Estevens, M. (2000) Miocene marine mammals from Portugal Paleogeographical and paleoecological significance. *Ciências da Terra (UNL)*, 323-334.
- Estevens, M. (2003a) Mamíferos marinhos do Miocénico da península de Setúbal. *Ciências da Terra (UNL)* 5: 60-63.
- Estevens, M. (2003b) Mamíferos marinhos do Miocénico de Lisboa. *Ciências da Terra (UNL)* 5: 64-67.
- Fagerstrom, J.A. (1987). The Evolution of Reef Communities. *Wiley Interscience*, New York, 600 pp.
- Fagerstrom, J.A. (1991). Reef-building guilds and checklist for determining guild membership. *Coral Reefs* 10, 47–52.
- Fauquette, S., Suc, J., Bertini, A., Popescu, S., Warny, S., Taoufiq, N.B., Villa, M.P., Chikhi, H., Feddi, N., Subally, D., Clauzon, G. & Ferrier, J. (2006) How much did climate force the Messinian salinity crisis? Quantified climatic conditions from pollen records in the Mediterranean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 281–301.
- Ferreira, S.E.. & Potgieter, M.S (2004) Galactic cosmic rays in the heliosphere. *Advances in Space Research*, 34, 115–125.
- Fielding, C.R., Browne, G.H., Field, B., Florindo, F., Harwood, D.M., Krissek, L. a., Levy, R.H., Panter, K.S., Passchier, S. & Pekar, S.F. (2011) Sequence stratigraphy of the ANDRILL AND-2A drillcore, Antarctica: A long-term, ice-proximal record of Early to Mid-Miocene climate, sea-level and glacial dynamism. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 305, 337–351.
- Fischer, M. & Tassy, P. (1993) The interrelation between Proboscidea, Sirenia, Hyracoidea, Mesasaxonia: the morphological evidence. In Szalay, F. S., Novacek, M. J. & Mckenna, M. C. (Eds), *Mammal Phylogeny, 2: Placentals*. G. Fisher, New York: 217-234.
- Fitzinger, L. J. (1842) Bericht uber die in dem Sandlagern von Linz aufgefunden fossilen Reste eines urweltlichen Saugers, (*Halitherium Cristolii*). *Bericht uber das Museum Francisco-Carolinum*. Linz, 6: 61-72.
- Fleming, C.A. (1975). Biogeography and ecology in New Zealand. In: Kuschel, G. (Ed.), *The Geological History of New Zealand and its Biota*. W. Junk, The Hague, 1 –86 pp.
- Florindo, F., Cooper, A.K. & Brien, P.E.O. (2003) Introduction to “Antarctic Cenozoic palaeoenvironments: geologic

- record and models." *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 1–9.
- Flot, L. (1887) Note sure le Prohalicore dubaleni. *Bulletin of the Geological Society of France* 15(11): 134-138.
 - Fondi, R. & Pacini, P. (1974) Nuovi resti di Sirenid dal Pliocene antico della Provincia di Siena. *Paleontographia Italica*, 77, 37-53.
 - Frank, M., Schwarz, B., Baumann, S., Kubik, P.W., Suter, M. & Mangini, A. (1997) A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ¹⁰Be in globally stacked deep-sea sediments. *Earth and Planetary Science Letters*, 149, 121–129.
 - Freedman, Roger A., Geller, Robert M. & Kaufmann III, William J. (2011) Universe. 9th edition. W.H. Freeman and Company, New York, 762 pp.
 - García, M., Maillard, A., Aslanian, D., Rabineau, M., Alonso, B., Gorini, C. & Estrada, F. (2011) The Catalan margin during the Messinian Salinity Crisis: Physiography, morphology and sedimentary record. *Marine Geology*, 284, 158–174.
 - Garcia-Castellanos, D. & Villaseñor, a (2011) Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the Gibraltar arc. *Nature*, 480, 359–63.
 - Gaston, K.J. (2000) Global patterns in biodiversity. *Nature*, 405, 220–7.
 - Gervais, P. & A. d'Orbigny. (1844) Mammalogie. *Bulletin de la Société Philomathique*, Paris, 38-40
 - Gervais, P. (1847) Sur les mammifères voisin des Dugongs que l'on a nommés *Halitherium*, *Metaxytherium* etc. (Observations sur le mammifères fossiles du Midi de la France, II partie). *Ann. Sc. Nat. Paris*, VIII: 203.
 - Gies, D.R. & Helsel, J.W. (2005) Ice Age Epochs and the Sun's Path through the Galaxy. *The Astrophysical Journal*, 626, 844–848.
 - Gill, T. (1871) Arrangement of the Families of Mammals. *Smithsonian Miscellaneous Collections* 11 (230): 1-98.
 - Gingerich, P. D., Arif, M. M., Bhatti, M., A., Raza, H. A. & Raza, S. M. (1995) *Protosiren* and *Babiacetus* (Mammalia, Sirenia and Cetacea) from the middle Eocene Drazinda Formation, Sulaiman Range, Punjab (Pakistan). *Contributions from the Museum of Paleontology*. University of Michigan 29(12): 331-357.
 - Gingerich, P. D., Domning, D. P., Blane, C. E., & Uhen, M. D. (1994) Cranial morphology of *Protosiren fraasi* (Mammalia: Sirenia) from the middle Eocene of Egypt: a new study using computed tomography. *Contributions from the Museum of Paleontology*. University of Michigan 29(2): 41-67.
 - Gray, J. E.. (1821) On the natural arrangement of vertebrate animals. *The London Medical Repository Monthly Journal and Review*. 15: 296-310.
 - Guthrie, R.D. (1984). Alaskan megabucks, megabulls, and megarams: the issue of Pleistocene gigantism. In: Contributions in Quaternary Vertebrate Paleontology: A Volume in Memorial to John E. Guilday (eds H.H. Genoways and M.R. Dawson). *Carnegie Museum of Natural History Special Publication* 8, 482-510.
 - Haigh, J.D., Winning, A.R., Toumi, R. & Harder, J.W. (2010) An influence of solar spectral variations on radiative forcing of climate. *Nature*, 467, 696–9.
 - Harrison, G. (2002) Twentieth century secular decrease in the atmospheric potential gradient, *Geophysical Research Letters*, 29, 1660-1664.
 - Harrison, R. G. (2000) Cloud formation and the possible significance of charge for atmospheric condensation and ice nuclei. *Space Science Reviews*, 94, 381–396.
 - Harrison, R. Giles & Aplin, Karen L. (2001) Atmospheric condensation nuclei formation and high-energy radiation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 1811–1819.
 - Hartlaub, C. (1886). Ueber *Manatherium delheidi*, eine Sirene aus dem Oligocan Belgiens. *Zoolog. Jb.*, 1, 369-378.
 - Hartley, A. (2003) Andean uplift and climate change. *Journal of the Geological Society*, 160, 7-10.
 - Harzhauser, Mathias, Latal, C. & Piller, Werner E. (2007) The stable isotope archive of Lake Pannon as a mirror of Late Miocene climate change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 249, 335–350.
 - Harzhauser, Mathias, Piller, Werner E., Müllegger, S., Grunert, P. & Micheels, A. (2011) Changing seasonality patterns in Central Europe from Miocene Climate Optimum to Miocene Climate Transition deduced from the *Crassostrea* isotope archive. *Global and Planetary Change*, 76, 77–84.
 - Hassold, N.J.C., Rea, D.K., van der Pluijm, B. a. & Parés, J.M. (2009) A physical record of the Antarctic Circumpolar Current: Late Miocene to recent slowing of abyssal circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275, 28–36.
 - Hauptvogel, D.W. & Passchier, S. (2012) Early–Middle Miocene (17–14 Ma) Antarctic ice dynamics reconstructed from the heavy mineral provenance in the AND-2A drill core, Ross Sea, Antarctica. *Global and Planetary Change*, 82-83, 38–50.
 - Hayward, B.W., Sabaa, A.T., Kawagata, S. & Grenfell, H.R. (2009) The Early Pliocene re-colonisation of the deep Mediterranean Sea by benthic foraminifera and their pulsed Late Pliocene–Middle Pleistocene decline. *Marine Micropaleontology*, 71, 97–112.
 - Heal, G. J. (1973) *Contributions to the study of sirenian evolution*. Ph.D thesis, University of Bristol, UK. 285 pp.

- Hemminga, M. & Duarte, C.M. (2000) *Seagrass Ecology*, 1st edn. Cambridge University Press, Cambridge.
- Hérán, M.-A., Lécuyer, Christophe & Legendre, S. (2010) Cenozoic long-term terrestrial climatic evolution in Germany tracked by $\delta^{18}\text{O}$ of rodent tooth phosphate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285, 331–342.
- Herschel, W. (1801) Observations Tending to Investigate the Nature of the Sun, in Order to Find the Causes or Symptoms of Its Variable Emission of Light and Heat; With Remarks on the Use That May Possibly Be Drawn from Solar Observations. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 91, 265–318.
- Hibler, W. D., & Johnsen, S. J. (1979) The 20-yr cycle in Greenland ice core records *Nature* 280, 481–483
- Hodell, D.A., Curtis, J.H., J, S.F. & Raymo, M.E. (2001) Correlation of late Miocene to early Pliocene sequences between the Mediterranean and North Atlantic. *Paleoceanography*, 16, 164–178.
- Hoffert, M.I. & Covey, C. (1992) Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions. *Nature*, 360, 573–576.
- Höflich, P. (2006) Physics of type Ia supernovae. *Nuclear Physics A*, 777, 579–600.
- Höntzsch, S., Scheibner, C., Guasti, E., Kuss, J., Marzouk, A.M. & Rasser, M.W. (2011) Increasing restriction of the Egyptian shelf during the Early Eocene? — New insights from a southern Tethyan carbonate platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 302, 349–366.
- Hooijer, D. A. (1952) Fact and fiction in hippopotamology (sampling the history of scientific error). *Osiris* 10: 109–116.
- Hooijer, D. A. (1977) A sirenian skeleton from the Miocene of Eibergen, Province of Gelderland, The Netherlands: *Metaxytherium cf. medium* (Desmarest). *Scripta Geol.*, 41, 25 pp.
- Hoorn, C., Straathof, J., Abels, H. a., Xu, Y., Utescher, Torsten & Dupont-Nivet, G. (2012) A Late Eocene palynological record of climate change and Tibetan Plateau uplift (Xining Basin, China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 344–345, 16–38.
- Hopwood, A.T., 1927. Sirens in fancy and in fact. *Natural History Magazine* 1, 17–21.
- Hou, L.G., Han, J.L. & Shi, W.B. (2009) The spiral structure of our Milky Way Galaxy. *Astronomy & Astrophysics*, 1–33.
- Houben, A.J.P., van Mourik, C. a., Montanari, A., Coccioni, R. & Brinkhuis, H. (2012) The Eocene–Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335–336, 75–83.
- Hu, F.S., Kaufman, D., Yoneji, S., Nelson, D., Shemesh, A., Huang, Y., Tian, J., Bond, Gerard, Clegg, B. & Brown, T. (2003) Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. *Science*, 301, 1890–3.
- Hubbell, S. P. (2001). The unified neutral theory of biodiversity and biogeography. Princeton, NJ: Princeton University Press. 375 pp.
- Illiger, J. K. W. (1811) *Prodromus Systematis Mammalium et Avium*. C. Salfeld, Berlin, xviii + 301 pages.
- Inuzuka, N., Domning, D. P., & Ray, C. E. (1995) Summary of taxa and morphological adaptations of the Desmostylia. *The Island Arc* 3(4): 522–537.
- IPCC (1996) *Climate Change 1995. The Science of Climate Change*, Cambridge University Press (ed. by J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell) New York, 572 pp.
- IPCC. (2007) *Climate Change 2007. The Physical Science Basis*, Cambridge University Press (ed. by S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller) New York, 996 pp.
- Itoigawa, J. & T. Yamanoi. (1990). Climatic optimum in the mid-Neogene of the Japanese Islands. In: Tsuchi, P. (Ed.), *Pacific Neogene Events*. Tokyo University Press, Tokyo, pp. 3– 15.
- Ivanov, D, Ashraf, A R, Mosbrugger, V & Palamarev, E. (2002) Palynological evidence for Miocene climate change in the Forecarpathian Basin (Central Paratethys , NW Bulgaria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 178, 19–37.
- Ivanov, D. a., Ashraf, Abdul R. & Mosbrugger, Volker (2007) Late Oligocene and Miocene climate and vegetation in the Eastern Paratethys area (northeast Bulgaria), based on pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 255, 342–360.
- Ivanov, Dimiter, Utescher, Torsten, Mosbrugger, Volker, Syabryaj, S., Djordjević-Milutinović, D. & Molchanoff, S. (2011) Miocene vegetation and climate dynamics in Eastern and Central Paratethys (Southeastern Europe). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304, 262–275.
- Jacobs, B.F. (2004) Palaeobotanical studies from tropical Africa: relevance to the evolution of forest, woodland and savannah biomes. *Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences*, 359, 1573–83.
- Jefferson, T. A., Webber, M. A. & Pitman, R. L. (2008) *Marine Mammals of the World - A comprehensive guide to their identification*. London, *Academic Press*. 573 pp.
- Jordà, G., Marbà, Núria & Duarte, C.M. (2012) Mediterranean seagrass vulnerable to regional climate warming. *Nature Climate Change*, 2, 1–4.
- Jurić, M., Ivezić, Ž., Brooks, A., Lupton, R.H., Schlegel, D., Finkbeiner, D., Padmanabhan, N., Bond, N., Sesar, B., Rockosi, C.M., Knapp, G.R., Gunn, J.E., Sumi, T., Schneider, D.P., Barentine, J.C., Brewington, H.J., Brinkmann, J., Fukugita, M., Harvanek, M., Kleinman, S.J., Krzesinski, J., Long, D., Neilsen, Jr., E.H., Nitta, A., Snedden, S. a. & York, D.G. (2008) The Milky Way Tomography with SDSS. I. Stellar Number Density Distribution. *The Astrophysical*

Journal, 673, 864–914.

- Kashiwagi, H. & Shikazono, N. (2003) Climate change during Cenozoic inferred from global carbon cycle model including igneous and hydrothermal activities. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 199, 167–185.
- Kashiwagi, H., Ogawa, Y. & Shikazono, N. (2008) Relationship between weathering, mountain uplift, and climate during the Cenozoic as deduced from the global carbon–strontium cycle model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270, 139–149.
- Kaup, J. J. (1838). Über Zähnen von Halytherium und Pugmeodon aus Flonheim. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde* 1838: 318-320.
- Kern, A.K., Harzhauser, Mathias, Soliman, A., Piller, Werner E & Gross, M. (2012) Precipitation driven decadal scale decline and recovery of wetlands of Lake Pannon during the Tortonian. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 317-318, 1–12.
- Kirkby, J., Curtius, J., Almeida, J., Dunne, E., Duplissy, J., *et al.* (2011) Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*, 476, 429–33.
- Kirkby, Jasper (2008) Cosmic Rays and Climate. *Surveys in Geophysics*, 28, 333–375.
- Kirkby, Jasper, Curtius, Joachim, Almeida, J., Dunne, E., Duplissy, Jonathan, *et al.* (2011) Role of sulphuric acid, ammonia and galactic cosmic rays in atmospheric aerosol nucleation. *Nature*, 476, 429–33.
- Kocharov, G. E., Konstantinov, A. N., Ostryakov, V. M., & Stupneva, A. V. (1986) Solar activity and tree ring widths. *Byulletin Solnechnye Dannye Akademii Nauk USSR*, 2, 84 - 89
- Kocsis, L., Vennemann, T., Hegner, E., Fontignie, D. & Tutken, T. (2009) Constraints on Miocene oceanography and climate in the Western and Central Paratethys: O-, Sr-, and Nd-isotope compositions of marine fish and mammal remains. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271, 117–129.
- Köhler, C.M., Heslop, D., Krijgsman, W & Dekkers, M.J. (2010) Late Miocene paleoenvironmental changes in North Africa and the Mediterranean recorded by geochemical proxies (Monte Gibliscemi section, Sicily). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285, 66–73.
- Kordos, L. (1977) Uj felsőeocén szirena (*Paralitherium tarkanyense*) n.g. n.sp. Felsőtarkanybol. *Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici* 1975: 349-367.
- Kordos, L. (1979) Major finds of scattered fossils in the palaeovertebrate collection of the Hungarian Geological Institute. *Relationes Annuae Instituti Geologici Publici Hungarici* 1977:313-326.
- Kordos, L. (1981) Some complements to the knowledge of a Middle Eocene Sirenia, *Sirenavus hungaricus* Kretzoi, 1941. *Fragmenta Mineralogica et Palaeontologica*, 19, 75–78.
- Kordos, L. (2002) Eocene sea cows (Sirenia, Mammalia) from Hungary. *Fragmenta Palaeontologica Hungarica*, 20, 43–48.
- Kouwenhoven, T.J. & Zwaan, G.J.V.D. (2006) A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 373 – 385.
- Kouwenhoven, T.J., Seidenkrantz, M. & Zwaan, G.J.V.D. (1999) Deep-water changes: the near-synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the Late Miocene Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 152, 259–281.
- Kovar-Eder, J., Kvaček, Z., Martinetto, E. & Roiron, P. (2006) Late Miocene to Early Pliocene vegetation of southern Europe (7 – 4Ma) as reflected in the megafossil plant record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 321 – 339.
- Kretzoi, M. (1941) *Sirenavus hungaricus* n.g. n. sp., ein neuer Prorastomide aus dem Mitteleozän (Lutetium) von Felsőgalla in Ungarn. *Annales Musei Nationalis Hungarici, Pars Mineralogica, Geologica et Palaeontologica*, 34: 146-156.
- Kroh, A. (2007) Climate changes in the Early to Middle Miocene of the Central Paratethys and the origin of its echinoderm fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 253, 169 – 207.
- Kroupa, P. (2001) On the variation of the initial mass function. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 322, 231–246.
- Kuang, Z., Jiang, Y. & Yung, Y.L. (1998) Cloud optical thickness variations during 1983–1991: Solar cycle or ENSO? *Geophysical Research Letters*, 25, 1415.
- Kumai, M. (1977) Electron microscope analysis of aerosols in snow and deep ice cores from Greenland, in *Isotopes and Impurities in Snow and Ice, IAHS Publ.*, 118, 341–349.
- Kurtz, J.C., Yates, D.F., Macauley, J.M., Quarles, R.L., Genthner, F.J., Chancy, C. a. & Devereux, R. (2003) Effects of light reduction on growth of the submerged macrophyte *Vallisneria spiralis* americana and the community of root-associated heterotrophic bacteria. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 291, 199–218.
- Laken, B. a. & Kniveton, D.R. (2011) Forbush decreases and Antarctic cloud anomalies in the upper troposphere. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 73, 371–376.
- Lambert, Olivier, Estevens, M. & Smith, R. (2005) A new kentriodontine dolphin from the middle Miocene of Portugal Systematic palaeontology. *Acta Palaeontologica Polonica* 50, 239-248.
- LaRivière, J.P., Ravelo, a C., Crimmins, A., Dekens, P.S., Ford, H.L., Lyle, M. & Wara, M.W. (2012) Late Miocene

- decoupling of oceanic warmth and atmospheric carbon dioxide forcing. *Nature*, 486, 97–100.
- Lear, C.H. (2000) Cenozoic Deep-Sea Temperatures and Global Ice Volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite. *Science*, 287, 269–272.
 - Lécuyer, C., Grandjean, P., Paris, F., Robarde, M. & Robineau, D. (1996) Deciphering “temperature” and “salinity” from biogenic phosphates: the $\delta^{18}\text{O}$ of coexisting fishes and mammals of the Middle Miocene sea of western France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 126, 61–74.
 - Li, Q.-Y. & McGowran, B. (2000). Miocene foraminifera from Lakes Entrance oil shaft, Gippsland, southeastern Australia. *Mem. Assoc. Australas. Palaeontol.* 22, 142 pp.
 - Link, H. F. (1795) *Beyträge zur Naturgeschichte*. Rostock & Leipzig, Karl Christoph Stiller: 1(2): 1-126.
 - Linnaeus, C. (1758). *Systema Naturae per Regna Tria Naturae, secundum Classes, Ordines, Genera, Species, cum Characteribus, Differentiis, Synonymis, Locis*. Tomus I. Laurentii Salvii, Holmiae (Stockholm) 1-823 pp.
 - Lirer, F., Harzhauser, M., Pelosi, N., Piller, W E, Schmid, H.P. & Sprovieri, M. (2009) Astronomically forced teleconnection between Paratethyan and Mediterranean sediments during the Middle and Late Miocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 275, 1–13.
 - Lowe, J. J. & Walker, M. J. C. (1997) *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman, 2nd Edition. 446 pp.
 - Lozar, F., Violanti, D., Dela, F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Irace, A., Martinetto, E. & Trenkwalder, S. (2010) Calcareous nannofossils and foraminifers herald the Messinian Salinity Crisis: The Pollenzo section (Alba, Cuneo; NW Italy). *Geobios*, 43, 21–32.
 - Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, Jean-Marc, Siegenthaler, U., Raynaud, Dominique, Jouzel, Jean, Fischer, H., Kawamura, K. & Stocker, T.F. (2008) High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. *Nature*, 453, 379–82.
 - Lyddekker, R. (1894) Contributions to a knowledge of the fossil vertebrates of Argentina II. Cetaceans skulls from Patagonia. *Anales del Museo de La Plata, Paleontología Argentina*, 2, 1–13.
 - MacFadden, B.J., Higgins, P., Clementz, M.T. & Jones, D.S. (2004) Diets, habitat preferences, and niche differentiation of Cenozoic sirenians from Florida: evidence from stable isotopes. *Paleobiology*, 30, 297–324.
 - Made, J.V.D., Morales, J & Montoya, P. (2006) Late Miocene turnover in the Spanish mammal record in relation to palaeoclimate and the Messinian Salinity Crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 228 – 246.
 - Mahowald, N. (2011) Aerosol indirect effect on biogeochemical cycles and climate. *Science*, 334, 794–796.
 - Majewski, W. & Bohaty, S.M. (2010) Marine Micropaleontology Surface-water cooling and salinity decrease during the Middle Miocene climate transition at Southern Ocean ODP Site 747 (Kerguelen Plateau). *Marine Micropaleontology*, 74, 1–14.
 - Mandić, O., de Leeuw, A., Vuković, B., Krijgsman, Wout, Harzhauser, Mathias & Kuiper, K.F. (2011) Palaeoenvironmental evolution of Lake Gacko (Southern Bosnia and Herzegovina): Impact of the Middle Miocene Climatic Optimum on the Dinaride Lake System. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 299, 475–492.
 - Markopoulou-Diakantoni A. & Logos E. (2004). The occurrence of the *Metaxytherium cuvieri* Christol in the Late Miocene sediments of Sitia, Crete. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XXXVI. Proceedings of the 10th International Congress, Thessaloniki, April 2004.
 - Markson (1981) Modulation of the Earth's electric field by cosmic radiation. *Nature* 291, 304-308.
 - Marsh, N. & Svensmark, H. (2000a). Cosmic rays, clouds, and climate. *Space Science Reviews* 94, 215-230.
 - Marsh, N. & Svensmark, H. (2000b). Low cloud properties influenced by cosmic rays. *Physical review letters*, 85, 5004-5007.
 - Martín, J.M., Braga, J.C., Aguirre, J. & Puga-Bernabéu, Á. (2009) History and evolution of the North-Betic Strait (Prebetic Zone, Betic Cordillera): A narrow, early Tortonian, tidal-dominated, Atlantic–Mediterranean marine passage. *Sedimentary Geology*, 216, 80–90.
 - Martinson, D.G. (2012) Antarctic circumpolar current's role in the Antarctic ice system: An overview. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 71–74.
 - Marullo, S., Nardelli, B.B., Guarracino, M. & Santoleri, R. (2007) Observing the Mediterranean Sea from space: 21 years of Pathfinder-AVHRR sea surface temperatures (1985 to 2005): re-analysis and validation. *Ocean Science*, 3, 299–310.
 - Mastrorilli, V. I. (1973) Rinvenimento di resti scheletrici si Sirenidi nel bacino oligocenico ligure-piemontese presso Millesimo (Savona). *Annali del Museo Civico di Storia Naturale di Genova*, 5, 6 pp.
 - Matsumoto, M. & Nishimura, T. (1998) Mersenne Twister: A 623-Dimensionally Equidistributed Uniform Pseudorandom Number Generator. *ACM Transactions of Modeling and Computer Simulation*, 10(4), 348.357.
 - Matuszko, D. (2011) Influence of the extent and genera of cloud cover on solar radiation intensity. *International Journal of Climatology*, 32, 1527-1536.
 - McGregor, H.V., Dima, M., Fischer, H.W. & Mulitza, S. (2007) Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off northwest Africa. *Science (New York, N.Y.)*, 315, 637–9.

- Merle, D., Baut, J.-P., Ginsburg, L., Sagne, C., Hervet, S., Carriol, R.-P., Vénec-Peyré, M.-T., Blanc-Valleron, M.-M., Mouroir-Chauviré, C., Arambol, D. & Viette, P. (2002) Découverte d'une faune de vertébrés dans l'Oligocène inférieur de Vayres-sur-Essonne (bassin de Paris, France) : biodiversité et paléoenvironnement. *Comptes Rendus Palevol*, 1, 111–116.
- Meulenkamp, J.E. & Sissingh, W. (2003) Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African–Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196, 209–228.
- Micheels, A., Bruch, A.A., Eronen, J., Fortelius, M., Harzhauser, Mathias, Utescher, Torsten & Mosbrugger, Volker (2011) Analysis of heat transport mechanisms from a Late Miocene model experiment with a fully-coupled atmosphere – ocean general circulation model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304, 337–350.
- Micheels, A., Eronen, J. & Mosbrugger, Volker (2009) The Late Miocene climate response to a modern Sahara desert. *Global and Planetary Change*, 67, 193–204.
- Miller, Debra L. (2007) Reproductive Biology and Phylogeny of Ceteceans - whales, dolphins and porpoises. Ed. Barrie G. M. Jamieson. Enfield (NH): Science Publishers. pp.428
- Miller, G.E. & Scalo, J.M. (1979) The initial mass function and stellar birthrate in the solar neighborhood. *The Astrophysical Journal Supplement Series*, 41, 513–547.
- Miller, K.G., Kominz, M. a, Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N. & Pekar, S.F. (2005) The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science (New York, N.Y.)*, 310, 1293–8.
- Miller, K.G., Mountain, G.S., Party, the L.150 S. & Project, M. of the N.J.C.P.D. (1996) Drilling and Dating New Jersey Oligocene-Miocene Sequences: Ice Volume, Global Sea Level, and Exxon Records. *Science*, 271, 1092–1095.
- Mitchell, J. M., Stockton, C. V., & Meko, D. M. (1979) em B. McNorman, T. Seliga (eds.), Solar-Terrestrial Connections, Weather and Climate, D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, Holland, 125–143 pp.
- Moore, E.J. (1963). Miocene marine mollusks from the Astoria Formation in Oregon. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 419, 109.
- Muizon, C. & DeVries, T. J. (1985). Geology and paleontology of late Cenozoic marine deposits in the Sacaco area (Peru). *Geologische Rundschau* 74(3): 547-563.
- Muizon, C. de & Domning, D. P. (1985) The first records of fossil sirenians in the southeastern Pacific Ocean. *Bulletin du Muséum National d'Histoire Naturelle (Paris)*. 7(4-C, 3): 189-213.
- Müller, P. L. S. (1776) Des Ritters Carl von Linné...vollständigen Natursystems Supplements- und Register-Band über alle sechs Theile oder Classen des Thierreichs. Mit einer ausführlichen Erklärung. Nuremberg, Gabriel Nicolaus Raspe: 1-384 pp.
- Naafs, B.D. a., Stein, R., Hefter, J., Khélifi, N., De Schepper, S. & Haug, G.H. (2010) Late Pliocene changes in the North Atlantic Current. *Earth and Planetary Science Letters*, 298, 434–442.
- Neff, U., Burns, S.J., Mangini, A., Mudelsee, M., Fleitmann, D. & Matter, A. (2001) Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago. *Nature*, 411, 290–293.
- Neviani, A. (1886) Sui giacimenti dei Cetacei fossili del Monteleonese, con indicazioni di altri rinvenimenti nelle Calabrie. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 5, 61-73.
- Ney, E.P. (1959) Cosmic radiation and the weather. *Nature* 183, 451-452.
- Ngobeni, M.D. & Potgieter, M.S. (2011) Modulation of galactic cosmic rays in a north–south asymmetrical heliosphere. *Advances in Space Research*, 48, 300–307.
- Niebler, H. S., Hubberten, H. W. & Gersonde, R. (1999) Oxygen Isotope Values of Planktic Foraminifera: a tool for the reconstruction of surface water stratification de Fischer & Wefer (eds), 1999, Use of Proxies in Paleoceanography: examples from the South Atlantic. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 165-189.
- Nývlt, D., Košler, J., Mlčoch, B., Míxa, P., Lisá, L., Bubík, M. & Hendriks, B.W.H. (2011) The Mendel Formation: Evidence for Late Miocene climatic cyclicity at the northern tip of the Antarctic Peninsula. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299, 363–384.
- O’Dea, A., Hoyos, N., Rodríguez, F., Degracia, B. & De Gracia, C. (2012) History of upwelling in the Tropical Eastern Pacific and the paleogeography of the Isthmus of Panama. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 348-349, 59–66.
- Ogurtsov, M.G., Jungner, H., Kocharov, G.E., Lindholm, M., Eronen, M., e Nagovitsyn, Y.A. (2003). On the link between northern fennoscandian climate and length of the quasi-eleven-year cycle in galactic cosmic-ray flux. *Solar Physics* 218, 345-357.
- Oleinik, A. & Marincovich, L. (2001). Biogeographic and stable isotopic evidence for middle Miocene warming in the high latitude North Pacific. *Abstr. Geol. Soc. Amer.* 33 (6), A386.
- Overholt, A.C., Melott, A.L. & Pohl, Martin (2009) Testing the Link Between Terrestrial Climate Change and Galactic Spiral Arm Transit. *The Astrophysical Journal*, 705, L101–L103.
- Owen, R. (1855) On the fossil skull of a mammal (*Prorastomus sirenoides*, Owen), from the Island of Jamaica. *Quarterly*

Journal of the Geological Society of London 11: 541-543.

- Pallé Bagó, E. & Butler, C.J. (2000) The influence of cosmic rays on terrestrial clouds and global warming. *Astronomy and Geophysics*, 41, 4.18–4.22.
- Pallé, E. & Butler, C.J. (2002) The proposed connection between clouds and cosmic rays: cloud behaviour during the past 50–120 years. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64, 327–337.
- Pallé, E., Butler, C.J. & O'Brien, K. (2004) The possible connection between ionization in the atmosphere by cosmic rays and low level clouds. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 66, 1779–1790.
- Palmer, T. S. (1899). Review of *Catalogus Mammalium tam viventium quam fossilium*. *Science* 10(249): 491-495.
- Pearson, P N & Palmer, M.R. (2000) Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695–699.
- Pekar, S.F. & Christie-blick, N. (2008) Resolving apparent conflicts between oceanographic and Antarctic climate records and evidence for a decrease in pCO₂ during the Oligocene through early Miocene (34 – 16 Ma). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 260, 41 – 49.
- Pelzel, A. von. (1883) *Brasilische Säugethiere: Resultate von Johann Natterer reisen in den Jahren 1817 bis 1835*. Viena: A.Holzhausen. 140.
- Pérez-Asensio, J.N., Aguirre, J., Schmiedl, G. & Civis, J. (2012) Messinian paleoenvironmental evolution in the lower Guadalquivir Basin (SW Spain) based on benthic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326-328, 135–151.
- Peristykh, A.N. & Damon, P.E. (1998) Modulation of atmospheric ¹⁴C concentration by the solar wind and irradiance components of the hale and schwabe solar cycles. *Solar Physics*, 177, 343–355.
- Pervesler, P., Roetzel, R. & Steininger, F.F. (1995) Taphonomie der Sirenen in den marinen Flachwasserablagerungen (Burgschleinitz-Formation, Eggenburgium, Untermiozan) der Gemeindesandgrube Kuhring (Niederösterreich). *Jb. Geol. B.-A.*, 138, 89–121.
- Petit, J.R., Jouzel, J, Raynaud, D, Barkov, N.I., Barnola, J.-M, Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. & Stievenard, M. (1999) Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429–413.
- Pia, J. von & Sickenberg, O. (1934). Katalog der in den österreichischen Sammlungen befindlichen Säugetierreste des Jungtertiärs Österreichs und der Randgebiete. *Denkschriften Naturhistorisches Museum Wien, Geologische-Paleontologische Reihe*, 4, 544 pp.
- Piccoli, G. (1966) Segnalazione di un frammento di Sirenio (*Prototherium*) nello stratotipo del Priaboniano. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 85, 349-353.
- Piller, W.E., Daxner-Höck, G., Domning, D.P., Forke, H.C., Harzhauser, M., Hubmann, B., Kollmann, H.A., Kovar-eder, J., Krystyn, L., Nagel, D., Pervesler, P., Rabeder, G., Roetzel, R., Sanders, D. & Summesberger, H. (2000) Palaeontological Highlights of Austria. *Mitt. Osterr. Geol. Ges.*, 92, 195–233.
- Pilleri, G. (1987) The sirenia of the Swiss Molasse. With a Descriptive Catalogue of the Fossil Sirenia Preserved in Swiss Collections. Brain Anatomy Institute, Ostermundigen (Switzerland), 114 pp. + 55.
- Pilleri, G. (1990) Endocranial cast of *Metaxytherium* (Mammalia: Sirenia) from the Miocene of Cerro Gordo, Almería, Spain. *Treballs del Museo de Geologia de Barcelona*, 1, 35–42.
- Pilleri, G., Biosca, J. & Via, L. (1989) The Tertiary Sirenia of Catalonia. Brain Anatomy Institute, Ostermundigen (Bern) Switzerland, 98 pp. + 60.
- Pippèr, M. (2011) Marine Micropaleontology Characterisation of Ottnangian (middle Burdigalian) paleoenvironments in the North Alpine Foreland Basin using benthic foraminifera—A review of the Upper Marine Molasse of southern Germany. *Marine Micropaleontology*, 79, 80–99.
- Plusquellec, Y. & Racheboeuf, P. (1999). Mammifères marins fossiles du Miocène de Bretagne. *Penn ar Bed*. 175: 27-36.
- Polcaro, V.F. & Martocchia, A. (2005) Supernovae astrophysics from Middle Age documents. *Proceedings of the International Astronomical Union*, 1, 264–268.
- Pollard, D. & DeConto, R.M. (2005) Hysteresis in Cenozoic Antarctic ice-sheet variations. *Global and Planetary Change*, 45, 9–21.
- Pound, M.J., Haywood, A.M., Salzmann, U., Riding, J.B., Lunt, D.J. & Hunter, S.J. (2011) A Tortonian (Late Miocene, 11.61–7.25 Ma) global vegetation reconstruction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 300, 29–45.
- Pudovkin, M. I. & Morozova, A. L. (1999) Manifestations of the 22-year solar activity cycle in the variations of the temperature and humidity indices in Switzerland from 1700 to 1989. *Geomagnetism and Aeronomy*, 39, 164-169.
- Pudovkin, M.I. & Veretenenko, S.V. (1995) Cloudiness decreases associated with Forbush-decreases of galactic cosmic rays. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 57, 1349–1355.
- Rahmstorf, S. (2002) Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207–214.
- Ram, M., Stolz, M.R. & Tinsley, B. a. (2009) The Terrestrial Cosmic Ray Flux: Its Importance for Climate. *Eos*,

Transactions American Geophysical Union, 90, 397-408.

- Raspopov, O. M., Shumilov, O. I., & Kasatkina, E. A. (1998) Cosmic rays as the main factor of solar variability influence on the climatic and atmospheric parameters, *Biophysics*, 43, 902 – 907.
- Reid, G.C. (2000) Solar variability and the earth's climate: introduction and overview. *Space Science Reviews*, 94, 1–11.
- Reinhart, R. H. (1951). A new genus of sea cow from the Miocene of Colombia. University of California Publications Bulletin of the Department of Geological Sciences 28(9): 203-214.
- Ricklefs, R.E. (2004) A comprehensive framework for global patterns in biodiversity. *Ecology Letters*, 7, 1–15.
- Robin, A.C., Reylé, C., Derrière, S. & Picaud, S. (2003) A synthetic view on structure and evolution of the Milky Way. *Astronomy & Astrophysics*, 409, 523–540.
- Robinson, M.M., Valdes, P.J., Haywood, A.M., Dowsett, H.J., Hill, D.J. & Jones, S.M. (2011) Bathymetric controls on Pliocene North Atlantic and Arctic sea surface temperature and deepwater production. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309, 92–97.
- Robitaille, T.P. & Whitney, B. a. (2010) the Present-Day Star Formation Rate of the Milky Way Determined From Spitzer -Detected Young Stellar Objects. *The Astrophysical Journal*, 710, L11–L15.
- Rocha-Pinto, H.J., Maciel, W.J., Scalo, J. & Flynn, C. (2000a) Chemical enrichment and star formation in the Milky Way disk - I. Sample description and chromospheric age – metallicity relation. *Astronomy & Astrophysics*, 358, 850-868.
- Rocha-Pinto, H.J., Scalo, J., Maciel, W.J. & Flynn, C. (2000b) Chemical enrichment and star formation in the Milky Way disk - II. Star formation history. *Astronomy & Astrophysics*, 358, 869-885.
- Rodríguez-Tovar, F.J., Uchman, A., Alegret, L. & Molina, E. (2011) Impact of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum on the macrobenthic community: Ichnological record from the Zumaia section, northern Spain. *Marine Geology*, 282, 178–187.
- Rögl, F. (1999) Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to Miocene paleogeography (short overview). *Geologica Carpathica*, 50, 339–349.
- Röpke, F.K., Seitzzahl, I.R., Benitez, S., Fink, M., Pakmor, R., Kromer, M., Sim, S. a., Ciaraldi-Schoolmann, F. & Hillebrandt, W. (2011) Modeling Type Ia supernova explosions. *Progress in Particle and Nuclear Physics*, 66, 309–318.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. & Duboz, C. (2002) Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117–129.
- Rosenfeld, D., Lahav, R., Khain, A. & Pinsky, M. (2002) The role of sea spray in cleansing air pollution over ocean via cloud processes. *Science*, 297, 1667–70.
- Roth-Nebelsick, A., Utescher, T, Mosbrugger, V, Diester-Haass, L. & Walther, H. (2004) Changes in atmospheric CO₂ concentrations and climate from the Late Eocene to Early Miocene : palaeobotanical reconstruction based on fossil floras from Saxony , Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 205, 43 – 67.
- Rusov, V.D., Glushkov, A.V., Vaschenko, V.N., Myhalus, O.T., Bondartchuk, Y. a., Smolyar, V.P., Linnik, E.P., Mavrodiiev, S.C. & Vachev, B.I. (2010a) Galactic cosmic rays-clouds effect and bifurcation model of the Earth global climate. Part 1. Theory. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72, 398–408.
- Rusov, V.D., Vaschenko, V.N., Linnik, E.P., Myhalus, O.T., Bondartchuk, Y. a., Smolyar, V.P., Kosenko, S.I., Mavrodiiev, S.C. & Vachev, B.I. (2010b) Galactic cosmic rays— clouds effect and bifurcation model of the Earth global climate. Part 2. Comparison of theory with experiment. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 72, 389–397.
- Sabol, M. & Holec, P. (2002) Temporal and Spatial distribution of Miocene Mammals in the Western Carpathians (Slovakia). *Geologica Carpathica*, 53, 269–279.
- Sagne, C. (2001) *Halitherium taulannense* , nouveau sirénien (Sirenia , Mammalia) del'Éocène supérieur provenant du domaine Nord-Téthysien. *Earth and Planetary Sciences*, 333, 471-476.
- Sandroni, S. & Talarico, F.M. (2011) The record of Miocene climatic events in AND-2A drill core (Antarctica): Insights from provenance analyses of basement clasts. *Global and Planetary Change*, 75, 31–46.
- Savage, R. J. G. (1976) Review of Early Sirenia. *Systematic Zoology*, 25(4), 344-351
- Savage, R. J. G., Domning, D. P., & Thewissen, J. G. M. (1994) Fossil Sirenia of the West Atlantic and Caribbean region. V. The most primitive known sirenian, *Prorastomus sirenooides* Owen, 1855. *Journal of Vertebrate Paleontology* 14(3): 427-449.
- Scholander, P.F., Hock, R., Walters, V. & Irving, L. (1950) Adaptation to cold in Arctic and tropical mammals and birds in relation to body temperature, insulation, and basal metabolic rate. *The Biological Bulletin*, 99, 259–271.
- Sendra Saez, J. R. (1998) Excavación de un sirenio (Mammalia, Sirenia) parcialmente articulado en el Mioceno de Creivillente (Alicante). *Comunicación de las XIV Jornadas de Paleontología*, 161-164.
- Sendra Saez, J. R., Stokes, M. & Fortea Soler, F. A. (1998) Recuperación de un sirenio parcialmente articulado en el Plioceno Inferior del sector norte de la Cuenca de Vera (Almería). *Comunicación de las XIV Jornadas de Paleontología*, 173-176.
- Sendra, J., Montoya, P., & Belinchón, M. (1999) Un cráneo de sirenio en el Plioceno de Pilar de la Horadada (Alicante, Espana). *Temas Geologico-Mineros* 26: 350-355.

- Serrano, C., Reis, a. H., Rosa, R. & Lucio, P.S. (2006) Influences of cosmic radiation, artificial radioactivity and aerosol concentration upon the fair-weather atmospheric electric field in Lisbon (1955–1991). *Atmospheric Research*, 81, 236–249.
- Sexton, P.F., Norris, R.D., Wilson, P. a, Pälke, H., Westerhold, T., Röhl, U., Bolton, C.T. & Gibbs, S. (2011) Eocene global warming events driven by ventilation of oceanic dissolved organic carbon. *Nature*, 471, 349–352.
- Shaviv, N. (2002) Cosmic Ray Diffusion from the Galactic Spiral Arms, Iron Meteorites, and a Possible Climatic Connection. *Physical Review Letters*, 89, 1–4.
- Shaviv, N.J. (2003b) The spiral structure of the Milky Way, cosmic rays, and ice age epochs on Earth. *New Astronomy*, 8, 39–77.
- Shaviv, N.J. (2005) On climate response to changes in the cosmic ray flux and radiative budget. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–15.
- Shaviv, Nir J. (2002). Cosmic Ray Diffusion from the Galactic Spiral Arms, Iron Meteorites, and a Possible Climatic Connection. *Physical Review Letters* 89, 1-4.
- Shaviv, Nir J. e Veizer, J. (2003). Celestial driver of Phanerozoic climate? *GSA Today* 13, 4-10.
- Shevenell, A.E. & Kennett, J.P. (2007) Cenozoic Antarctic cryosphere evolution: Tales from deep-sea sedimentary records. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54, 2308–2324.
- Shindell, D T, Schmidt, G. a, Mann, M.E., Rind, D. & Waple, A. (2001) Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 294, 2149–2152.
- Shindell, D.T., Faluvegi, G., Koch, D.M., Schmidt, G.A., Unger, N. & Bauer, S.E. (2009) Improved Attribution of Climate Forcing to Emissions. *Science*, 326, 716–718.
- Short, F., Carruthers, T., Dennison, W. & Waycott, M. (2007) Global seagrass distribution and diversity: A bioregional model. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 350, 3–20.
- Shoshani, J. & Tassy, P. (2005) Advances in proboscidean taxonomy & classification, anatomy & physiology, and ecology & behavior. *Quaternary International* 126–128: 5–20.
- Siegenthaler, U. & Eicher, U. (1986) Stable oxygen and carbon isotope analyses de Berglund (eds), 1986, Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley & Sons Ltd, 407–422.
- Siegfried, Paul (1965) *Anomotherium langewieschei* n. g. n. sp. (Sirenia) aus dem Ober-Oligozän des Dobergs bei Bünde (Westfalen). *Palaeontographica A*, 124, 116–150.
- Signore, M. & Puy, D. (2001) Supernovae and cosmology. *New Astronomy Reviews*, 45, 409–423.
- Simpson, G. G. (1932) Fossil Sirenia of Florida and the evolution of the Sirenia. *Bulletin of the American Museum of Natural History*, 59, 419–503.
- Slijper, E. J. (1936) Die Cetaceen. *Capita Zoologica* 7: 1-590.
- Sloan, L.C., Huber, M., Crowley, T.J., Sewall, J.O. & Baum, S. (2001) Effect of sea surface temperature configuration on model simulations of “equable” climate in the Early Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 321–335.
- Smellie, J.L., Rocchi, S., Gemelli, M., Vincenzo, G.D. & Armienti, P. (2011) A thin predominantly cold-based Late Miocene East Antarctic ice sheet inferred from glaciovolcanic sequences in northern Victoria Land, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 307, 129–149.
- Solanki, S.K. (2002) Solar variability and climate change: is there a link? *Astronomy and Geophysics*, 43, 5.09–5.13.
- Sorbi, S. & Vaiani, S.C. (2007) New sirenian record from Lower Pliocene sediments of Tuscany (Italy). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 113, 299–304.
- Sorbi, S. (2007) The Neogene Euro-North African Sirenia: phylogenetic and systematic study, palaeoecological and palaeobiogeographic considerations. PhD thesis at Università di Pisa, Italia. 364 pp.
- Sorbi, S. (2008) New record of *Metaxytherium* (Mammalia, Sirenia) from the lower Miocene of Manosque. *Geodiversitas*, 30, 433–444.
- Sorbi, S., Domning, D. P., Vaiani, S. C. & Bianucci, G. (2012) *Metaxytherium subapenninum* (Bruno, 1839) (Mammalia, Dugongidae), the latest sirenian of the Mediterranean Basin, *Journal of Vertebrate Paleontology*. 32(3): 686-707.
- Spillmann, V.F. (1973) *Halitherium pergense* (Toula) Eine Polemik um die Taxonomie und Alterseinstufung der Sirenenreste aus dem Sandstein von Perg (OO.) und Wallsee (NO.). *Jahrb. Oberösterreich. Musealverein*, 118, 197–210.
- Stott, Peter A., Gareth S. Jones, & Mitchell, John F. B. (2003) Do Models Underestimate the Solar Contribution to Recent Climate Change?, *Journal of Climate*, 16, 4079–4093.
- Suraru, N. & Codrea, V. (1988) Un dinte premolar (P4dext.) de sirenid (Mammalia, Sirenia) in orizontul calcarului de Cluj, de la Cluj-Napoca: Cheile Baciului. *Nymphaea [= Crisia]*, 18, 689–695.
- Svana, K., Iliopoulos, G. & Fassoulas, C. (2010) New sirenian findings from Crete Island. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, XLIII, 746–753.
- Svensmark, H. (2006a) Cosmic rays and the biosphere over 4 billion years. *Astronomische Nachrichten*, 327, 871–875.

- Svensmark, H. (2006b) Imprint of Galactic dynamics on Earth's climate. *Astronomische Nachrichten*, 327, 866–870.
- Svensmark, H. e Friis-Christensen, E. (1997). Variations of Cosmic Ray Flux and global cloud coverage. A missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 59, 1225–1232.
- Svensmark, Henrik (1998) Influence of Cosmic Rays on Earth's Climate. *Physical Review Letters*, 81, 5027–5030.
- Svensmark, Henrik (2000) Cosmic rays and earth's climate. *Space Science Reviews*, 93, 175–185.
- Svensmark, Henrik, Bondo, Torsten & Svensmark, Jacob (2009) Cosmic ray decreases affect atmospheric aerosols and clouds. *Geophysical Research Letters*, 36, 1–4.
- Tanaka, H.K.M. (2006) Possible terrestrial effects of a nearby supernova explosion — Atmosphere's response. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68, 1396–1400.
- Telezhinsky, I., Dwarkadas, V.V. & Pohl, M. (2012) Particle spectra from acceleration at forward and reverse shocks of young Type Ia Supernova Remnants. *Astroparticle Physics*, 35, 300–311.
- Tinelli, C., Ribolini, A., Bianucci, G., Bini, M. & Landini, W. (2012) Ground penetrating radar and palaeontology: The detection of sirenian fossil bones under a sunflower field in Tuscany (Italy). *Comptes Rendus Palevol*, 11, 445–454.
- Tinsley, B. a. (2000). The influence of the solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on clouds and climate, *Space Science Reviews*, 94, 231– 258.
- Tinsley, B. a. (2012) A working hypothesis for connections between electrically-induced changes in cloud microphysics and storm vorticity, with possible effects on circulation. *Advances in Space Research*, 50, 791–805.
- Tinsley, B. a., Burns, G.B. & Zhou, L. (2007) The role of the global electric circuit in solar and internal forcing of clouds and climate. *Advances in Space Research*, 40, 1126–1139.
- Tinsley, B.A. & Deen, G.W. (1991) Apparent tropospheric response to MeV-GeV particle flux variations: a connection via electrofreezing of supercooled water in high-level clouds? *Journal of Geophysical Research*, 96, 22.283–22.296.
- Tinsley, B.A. (2000). The influence of the solar wind on the global electric circuit, and inferred effects on clouds and climate, *Space Sci. Rev.*, 94, 231– 258.
- Tinsley, B.A., Rohrbaugh, R.P. e Hei, M. (2001). Electroscavenging in clouds with broad droplet size distributions and weak electrification, *Atmospheric Research* 59– 60, 115– 135.
- Tinsley, B.A., Rohrbaugh, R.P., Hei, M. e Beard, K.V. (2000). Effects of image charges on the scavenging of aerosol particles by cloud droplets and on droplet charging and possible ice nucleation processes, *Journal of Atmospheric Science* 57, 2118– 2134.
- Tinsley, B.A., Zhou, L. e Plemmons, A. (2006), Changes in scavenging of particles by droplets due to weak electrification in clouds, *Atmospheric Research* 79, 266– 295.
- Toledo, P. M. de & Domning, D. P. (1991) Fossil Sirenia (Mammalia: Dugongidae) from the Pirabas Formation (Early Miocene), northern Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi. Série Ciências da Terra*, 1, 119-146.
- Turner, J.R.G. (2004) Explaining the global biodiversity gradient: energy, area, history and natural selection. *Basic and Applied Ecology*, 5, 435–448.
- Twomey, S. (1977) The influence of pollution on the shortwave albedo clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 34, 1149–1152.
- Usoskin, I.G. (2004) Latitudinal dependence of low cloud amount on cosmic ray induced ionization. *Geophysical Research Letters*, 31, 1–4.
- Usoskin, I.G. (2005) Solar activity, cosmic rays, and Earth's temperature: A millennium-scale comparison. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1–11.
- Utescher, T., Bruch, A.A., Micheels, A., Mosbrugger, V. & Popova, S. (2011) Cenozoic climate gradients in Eurasia — a palaeo-perspective on future climate change? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 304, 351-358.
- Utescher, Torsten, Mosbrugger, Volker, Ivanov, Dimiter & Dilcher, D.L. (2009) Present-day climatic equivalents of European Cenozoic climates. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 544–552.
- Valentine, A., Johnson, A.L.A., Leng, M.J., Sloane, H.J. & Balson, P.S. (2011) Isotopic evidence of cool winter conditions in the mid-Piacenzian (Pliocene) of the southern North Sea Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309, 9–16.
- Vallée, J.P. (2008) An improved magnetic map of the Milky Way, with the circularly orbiting gas and magnetic field lines crossing the dusty stellar spiral arms. *The Astrophysical Journal*, 681, 303–310.
- Vallée, J.P. (2011) Magnetic fields in the galactic Universe, as observed in supershells, galaxies, intergalactic and cosmic realms. *New Astronomy Reviews*, 55, 91–154.
- van Rijssel, M. & Gieskes, W.W.. (2002) Temperature, light, and the dimethylsulfoniopropionate (DMSP) content of *Emiliania huxleyi* (Prymnesiophyceae). *Journal of Sea Research*, 48, 17–27.
- Van Simaey, S.V. (2004) The Rupelian-Chattian boundary in the North Sea Basin and its calibration to the international time-scale. *Netherlands Journal of Geosciences*, 83, 241–248.
- Vázquez, R.A., May, J., Carraro, G., Bronfman, L., Moitinho, A. & Baume, G. (2008) Spiral structure in the outer galactic disk. I. the third galactic quadrant. *The Astrophysical Journal*, 672, 930–939.

- Verhoeven, K., Louwye, S., Eiriksson, J. & De Schepper, S. (2011) A new age model for the Pliocene–Pleistocene Tjörnes section on Iceland: Its implication for the timing of North Atlantic–Pacific palaeoceanographic pathways. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 309, 33–52.
- Voß, M. (2008) New finds of Halitherium (Sirenia, Mammalia) from the lower Oligocene of the Rhine area, Germany. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 249, 257–269.
- Voss, M. (2012) A new sea cow record from the lower Oligocene of western Germany: new indications on the skeletal morphology of *Halitherium schinzii* (Mammalia : Sirenia). *Paläontol Z*, 205-217.
- Voss, M., Asbach, P. & Hilger, A. (2011) Vertebral anomaly in fossil sea cows (Mammalia, Sirenia). *Anatomical record*, 294, 980–986.
- Wallmann, K. (2001) The geological water cycle and the evolution of marine $\delta^{18}\text{O}$ values. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 2469–2485.
- Walsh, S. & Naish, D. (2002) Fossil seals from late Neogene deposits in South America: A new pinniped (Carnivora, Mammalia) assemblage from Chile. *Palaeontology* 45(4): 821-842.
- Werth, A. (2000). Feeding in marine mammals. In: Schwenk, K. (Ed.), Feeding. Academic Press 2, New York, 487–526 pp.
- Williams, E. R. (2005) Lightning and climate: A review, *Atmos. Res.*, 76, 272– 287.
- Williams, M., Dunkerley, D., De Deckker, P., Kershaw, P. & Chappell, J. (1998) Quaternary Environments. Arnold, 2nd Edition. 329.
- Wilson, D.S., Jamieson, S.S.R., Barrett, P.J., Leitchenkov, G., Gohl, K. & Larter, R.D. (2012) Antarctic topography at the Eocene–Oligocene boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 335-336, 24–34.
- Witkowski, J., Bohaty, S.M., McCartney, K. & Harwood, D.M. (2012) Enhanced siliceous plankton productivity in response to middle Eocene warming at Southern Ocean ODP Sites 748 and 749. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 326-328, 78–94.
- Wolfe, J.A. & Tanai, T. (1980). The Miocene Seldovia Point flora of the Kenai Group, Alaska. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1105, 52 pp.
- Wolfe, J.A. (1985) Distribution of major vegetational types during the Tertiary. The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂. *Geophysical Monograph*, 32, 357–375
- Xiao, G., Guo, Z., Dupont-Nivet, G., Lu, H., Wu, N., Ge, J., Hao, Q., Peng, S., Li, F., Abels, H. a. & Zhang, K. (2012) Evidence for northeastern Tibetan Plateau uplift between 25 and 20Ma in the sedimentary archive of the Xining Basin, Northwestern China. *Earth and Planetary Science Letters*, 317-318, 185–195.
- You, Y., Huber, M., Müller, R.D., Poulsen, C.J. & Ribbe, J. (2009) Simulation of the Middle Miocene Climate Optimum. *Geophysical Research Letters*, 36, 1–5.
- Yu, F. (2002) Altitude variations of cosmic ray induced production of aerosols: Implications for global cloudiness and climate. *Journal of Geophysical Research*, 107, 1–10.
- Yu, F., & Turco, R. P. (2001) From molecular clusters to nanoparticles: The role of ambient ionization in tropospheric aerosol formation, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4797– 4814.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. & Billups, K (2001) Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science (New York, N.Y.)*, 292, 686–93.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. & Zeebe, R.E. (2008) An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 451, 279–283.
- Zalmout, Iyad S. (2008) *Late Eocene sea cows (Mammalia, Sirenia) from Wadi Al Hitan in the Fayum Basin, Egypt*. PhD thesis, University of Michigan. 382 pp.
- Zbyszewski, G. (1944) – Note sur la découverte d’un humerus de *Metaxytherium Petersi* Abel dans l’Helvétien Vb de Lisbonne. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 4(1-2): 69-72.
- Zei, M. M. & Monchamont, U. (1987) Il *Metaxytherium medium* (Desmarest) 1822 (Sirenia, Mammalia) delle arenarie tortoniane (Miocene Sup.) di S. Domenica di Ricadi (catanzaro, Italia). *Memorie di Scienze Geologiche*, 39, 285-341.
- Zhou, L. & Tinsley, B. a. (2007) Production of space charge at the boundaries of layer clouds. *Journal of Geophysical Research*, 112, 1–17.
- Zimmerman, E. A. W. (1780) *Geographische Geschichte des Menschen, und der vierfüßigen Thiere. Zweiter Band. Enthält ein vollständiges Verzeichniss aller bekannten Quadrupeden.* Leipzig, Weygandschen Buchhandlung: 1-432.

GLOSSÁRIO

Água Profunda do Atlântico Norte - é uma massa de água produzida nos mares do Labrador e da Gronelândia por submersão de águas superficiais mais frias. Esta camada de água oceânica percorre depois o fundo do Atlântico até aflorar na zona da Corrente Circumpolar Antártica. A temperatura é de 2,5°C e a salinidade de 34,9‰.

Anã Branca - corpo celeste que resulta do final de vida de estrelas com massa até 10 vezes a massa do Sol. A sua massa é inferior a 1,44 massas solares e têm um raio semelhante ao da Terra.

Angiospérmicas - plantas vasculares que além de flor desenvolvem uma protecção às sementes denominada de fruto (ex.: magnólia, nenúfar ou o lírio).

Bacia Molassa - o termo "molassa" refere-se aos arenitos, xistos e conglomerados formados como depósitos terrestres ou marinhos de águas pouco profundas na frente de montanhas em formação/elevação. A sedimentação cessa quando a orogenia pára ou quando as montanhas já sofreram totalmente o seu processo de erosão.

Brilho - é o fluxo de radiação electromagnética que um astro apresenta, quando observado a partir da Terra, após a correcção do efeito de extinção provocado pela atmosfera.

Briófitas - (Divisão Bryophyta, Reino Plantae) estão entre o grupo de plantas que iniciaram a colonização do ambiente terrestre e por isso são, essencialmente, plantas terrestres. Constituem cerca de 5% das espécies de plantas existentes na Terra. Vulgarmente são conhecidas como musgo. São plantas altamente dependentes do grau de humidade do meio ambiente onde se inserem.

Buracos Negros - são o resultado do final de vida de estrelas de enorme massa e formam-se quando a massa remanescente da explosão de uma supernova é superior a 3 massas solares. Têm um raio de 1km por cada massa solar e são negros porque a velocidade de escape de qualquer partícula é superior à velocidade da luz, pelo que nem mesmo a luz consegue sair de um buraco negro.

Calor específico (Cp) - quantidade de energia necessária para elevar de 1°C a temperatura da unidade de massa de uma substância.

Chandrasekhar - o limite de Chandrasekhar é o máximo de massa de uma anã branca para que esta seja estável. Actualmente este limite é aceite como 1,44 massas solares.

Circulação termohalina - circulação global que é gerada pelas diferenças de densidade entre massas de água. As diferenças ocorrem por arrefecimento, formação de gelo ou excesso de evaporação. Estas variações de densidade geram um mecanismo que promove uma circulação global, como ilustra a figura A na página 241.

Construtores primários e secundários (recifes) - os construtores primários de recifes foram definidos, de acordo com Fagerstrom (1987, 1991), como os organismos que contribuem significativamente para a construção do recife, fornecendo a maior parte do volume e da rigidez do esqueleto recifal. Os construtores secundários são representados por organismos incrustantes que cimentam activamente o recife de coral. As algas coralinhas são os mais frequentes e abundantes construtores secundários.

Conveyor belt - refere-se a um transporte contínuo e cíclico, sempre na mesma direcção. Este nome é muitas vezes usado para adjectivar a circulação termohalina.

Corrente Circumpolar Antártica - esta corrente flui de Oeste para Este. Como não existem massas de terra que unam a Antártida a outro continente, esta corrente circunda toda a massa continental antártica.

Corrente Circuntropical - antes do fecho do Istmo do Panamá e da migração para norte da Península Arábica, existia, tal como ocorre hoje com a Corrente Circumpolar Antártica, uma corrente que circundava todo o globo na região do equador.

Correntes de fundo - correntes marítimas junto ao fundo oceânico.

Correntes de turbidez (turbiditos) - produzem misturas turbulentas de água e sedimentos variados que, no conjunto, correspondem a um fluido cuja densidade global é maior do que a da água que envolve a corrente. Os turbiditos são rochas sedimentares originadas em ambientes subaquáticos de taludes por correntes de turbidez. São sedimentos cujo tamanho dos fragmentos varia gradualmente (granulotriagem positiva), desde conglomerados (com clastos de diâmetro que podem atingir dimensão métrica) até às frações silto-argilosas, com o tamanho de grão

dominante sendo o de arenito médio e fino. Estas rochas depositam-se normalmente nos contextos de talude e bacia oceânica.

Cráton - (do grego *kratos*, que significa "força") são porções bastante antigas da crosta continental. São geralmente de idade pré-câmbrica (mais de 600 Ma) e mantiveram-se relativamente estáveis, ou seja pouco afectados por eventos tectónicos (orogénese) desde a sua formação.

Diagénese - conjunto de modificações químicas, físicas e/ou biológicas sofridas pelos sedimentos desde a sua deposição inicial até à sua litificação (conjunto complexo de processos que convertem sedimento em rocha sedimentar consolidada). Estas mudanças ocorrem a temperaturas e pressões geologicamente baixas e resultam em alterações na mineralogia e textura das rochas. O estudo da diagéne

se em rochas é utilizado para a compreensão da sua génese, nomeadamente através da identificação da natureza e tipo de fluidos que circulavam através delas.

Dolomite - é um mineral de carbonato de cálcio e magnésio $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, muito abundante na natureza na forma de rochas dolomíticas, ou seja, rochas com pelo menos 50% do seu peso composto por dolomito.

Epirogénese - movimentos tectónicos verticais. São movimentos lentos e têm forte influência no nível do mar, gerando fenómenos de transgressão e regressão. Por oposição existe a **Orogénese** que se refere a movimentos tectónicos horizontais, podendo estes ser convergentes ou divergentes. Os primeiros promovem a formação de montanhas e dobras (ex: Alpes e Himalaias), enquanto os segundos são por exemplo as dorsais oceânicas.

Estratosfera - situada entre 17 km e 50 km de altitude. Tem a particularidade de a temperatura aumentar com a altitude, de -50°C para 10°C . A camada de ozono encontra-se na parte superior desta camada. (figura A do glossário).

Família parafilética - em cladística, chama-se parafilético a um táxon que inclui um grupo de descendentes de um ancestral comum, estando incluídos vários descendentes desse ancestral, porém não todos eles.

Fanerogâmicas - são plantas vasculares, que produzem flor e sementes. Incluem as gimnospérmicas e as angiospérmicas.

Fenoscândia - é um termo geográfico e geológico usado para descrever a Península escandinava, a Península de Kola, a região Carélia e Finlândia. O Canal Mar Branco-Báltico separa a Fenoscândia do continente russo. O termo Fenoscândia foi introduzido em 1898 pelo geólogo finlandês Wilhelm Ramsay para delimitar uma região geológica denominada escudo báltico, que abrange os países da Noruega, Suécia, Finlândia e o norte da Dinamarca. A Fenoscândia não inclui a Dinamarca, Islândia e Groenlândia.

Foraminíferos - grupo de protistas com pseudópodos reticulados (finas projeções do citoplasma que se ramificam e se fundem formando uma rede dinâmica). Todos os foraminíferos possuem uma teca, ou concha. A teca poder ser calcária (CaCO_3 na forma de calcite ou aragonite), aglutinada com partículas do meio ou, mais raramente, proteica (quitinosa). A composição da teca e os seus aspectos morfológicos são os principais elementos na classificação taxonómica. Usualmente são menores do que 1 mm, mas há macroforaminíferos que chegam até 190 μm . Os **bentónicos** no sedimento enquanto os **panctónicos** habitam nos troços superiores da coluna de água.

Gás interestelar - gás que compõe o meio interestelar. É composto principalmente por hidrogénio.

Gimnospérmicas - Plantas vasculares que não desenvolvem fruto, mantendo as sementes nuas (ex.: coníferas, onde se inserem os pinheiros e os cedros).

Grupo monofilético - em cladística, chama-se monofilético a um grupo de organismos que, de acordo com o conhecimento mais recente sobre as suas características anatómicas e genéticas, inclui todas as espécies derivadas de uma única espécie ancestral, incluindo esse mesmo ancestral.

Heliosfera - é a região de influência do vento solar. Estende-se até à chamada heliopausa. A heliopausa encontra-se para lá do Sistema Solar, provavelmente até 100 UA de distância do Sol.

Insolação atmosférica - energia solar que incide por unidade de área na superfície da Terra.

Irradiância solar - é a magnitude utilizada para descrever a potência incidente por unidade de superfície de uma dada radiação electromagnética. A irradiância solar é a quantidade de radiação emitida pelo Sol por unidade da sua superfície.

Laurissilva - é um tipo de floresta húmida subtropical, composta maioritariamente por plantas da família das lauráceas. É endémica da Macaronésia (arquipélagos da Madeira, Canárias, Cabo Verde e Açores).

Luminosidade - quantidade de energia que um corpo irradia em uma unidade de tempo. A luminosidade do Sol é de $3,827 \times 10^{26}$ W.

Matéria Escura - matéria que só interage gravitacionalmente. Compõe cerca de 23% da densidade de energia do Universo. O resto é constituído de energia escura, 73% e matéria bariónica, 4%.

Meio Interestelar - combinação de gás e poeiras microscópicas que preenche o espaço entre os corpos celestes.

Neutrinos - são partículas subatómicas sem carga eléctrica e que interagem com outras partículas apenas por meio da interação gravitacional e da fraca (força que separa as partículas). É extremamente leve (algumas centenas de vezes mais leve que o electrão), existe em enorme abundância (é a segunda partícula mais abundante do Universo, depois do fóton) e interage com a matéria de forma extremamente débil (cerca de 65 mil milhões de neutrinos atravessam cada centímetro quadrado da superfície da Terra voltada para o Sol a cada segundo).

Ontogenia - história das mudanças estruturais de uma determinada unidade, que pode ser uma célula, um organismo ou uma sociedade de organismos, sem que haja perda da organização que permite aquela unidade existir.

Oscilação do Atlântico Norte - (*North Atlantic Oscillation*) é o modo principal de variabilidade da pressão ao nível do mar no Norte do Oceano Atlântico. O padrão espacial da NAO consiste num dipolo com orientação aproximada Norte/Sul com um dos centros localizado sobre a Islândia e o outro, de sinal oposto, estendendo-se pelas latitudes médias do Atlântico Norte e centrado cerca dos 35°N, na zona dos Açores. A oscilação representada neste modo significa que uma depressão intensa na Islândia

tende a ocorrer com um anticiclone forte nos Açores (fase positiva da NAO) e uma depressão fraca na Islândia tende a ocorrer com um anticiclone fraco nos Açores (fase negativa da NAO). A NAO tem uma grande influência no tempo da Europa e na parte leste da América do Norte, nomeadamente na temperatura à superfície, precipitação e vento. Apresenta também impactos na ecologia dos sistemas, tanto marinhos como terrestres.

Oscilação do Ártico - (*Arctic Oscillation*) é um índice climático relativo ao estado da circulação atmosférica sobre o Ártico. Consiste numa fase positiva, caracterizada por baixa pressão sobre o Ártico e altas pressões sobre as médias latitudes (45°N), e uma fase negativa, onde o inverso ocorre. A fase positiva provoca um deslocamento para Norte das tempestades oceânicas, aumenta a humidade de zonas a elevadas latitudes, como Alasca, Escócia e Escandinávia, e provoca clima seco na região mediterrânica e Oeste da América do Norte. A fase positiva impede ainda que os ventos gelados polares cheguem a latitudes médias, tal como aconteceria na fase negativa. Deste modo, as latitudes médias do Hemisfério Norte ficam mais quentes durante a fase positiva, no entanto a Gronelândia e o Norte do Canada ficam mais frios. Os padrões climáticos são praticamente os inversos quando ocorre a fase negativa. Durante pouco mais da primeira metade do século XX a OA alternou entre as duas fases. Desde os anos 1970 que tem estado mais na fase positiva, gerando temperaturas mais elevadas na América do Norte e no Norte da Eurásia.

Plantas C3 - plantas que utilizam este processo na fase independente da luz da fotossíntese. Este processo é geralmente usado em plantas de regiões temperadas. O nome refere-se ao primeiro composto formado na fixação do CO₂ atmosférico. Nas plantas C3 é um composto de 3 átomos de carbono, glicerato 3-fosfato.

Plantas C4 - pertencem a regiões tropicais ou áridas e usam o processo conhecido como C4. Tal como no processo C3, o nome deriva do primeiro composto formado na fixação do CO₂ atmosférico. Nestas plantas esse primeiro composto é um composto de 4 átomos de carbono, o ácido oxaloacético.

Plantas Vasculares - (Divisão Tracheophyta, Reino Plantae) são plantas que, por adaptação aos ambientes terrestres adquiriram tecidos especializados (o xilema e o

floema) para o transporte de água e seiva, cuja função é alimentar as células do organismo. Incluem as gimnospérmicas e as angiospérmicas.

Supernovas - são as explosões resultantes do final de vida de estrelas com mais de 8 vezes a massa do Sol. Nestas explosões são libertados vários elementos pesados da tabela periódica e uma forte radiação altamente energética, composta por radiação dura (fótons e partículas não carregadas) e por raios cósmicos (partículas ionizadas).

Termoclina - sector da coluna de água onde o gradiente de temperatura é mais acentuado. Numa massa de água, oceânica ou dulçaquícola, existe uma camada inicial onde a temperatura é mais ou menos constante. Após esta camada ocorre um rápido decréscimo da temperatura, num intervalo de profundidade geralmente de poucos metros. A termoclina tem enorme importância na distribuição de seres vivos, funcionando como barreira física (mais ou menos coincide com a pycnoclina) a determinadas espécies.

Tropopausa - camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, situada a uma altura média em torno de 17 km no equador. (figura A do glossário)

Troposfera - a camada mais baixa da atmosfera. Contém cerca de 75% da massa atmosférica e 99% do vapor de água e aerossóis. Tem uma espessura média de 12 km, sendo mais espessa entre os trópicos (até 17 km) e menos nos pólos (7 km no verão e por vezes indistinta no inverno). (figura A do glossário)

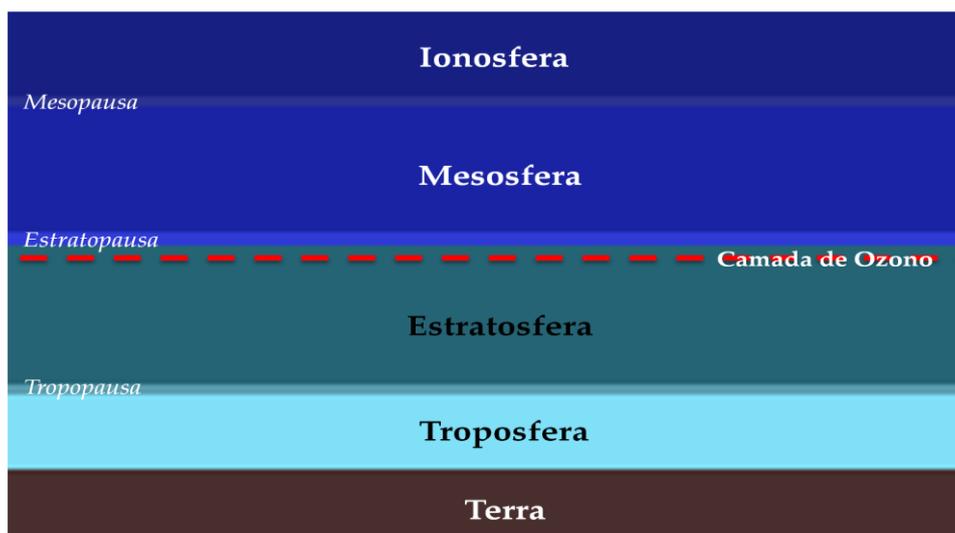


Figura A - Esquema da constituição da atmosfera terrestre

Zona de Convergência Intertropical - é a área que circunda a Terra, próximo do equador, onde os ventos originários dos hemisférios norte e sul se encontram. Está inserida numa região onde ocorre uma interação entre características marcantes, tanto atmosféricas como oceânicas: **i)** zona de confluência dos Alísios; **ii)** zona do cavado equatorial (área alongada de baixa pressão atmosférica que é associada com uma área de circulação ciclónica mínima); **iii)** zona de máxima temperatura da superfícies oceânica; **iv)** zona de máxima convergência de massa; **v)** zona com o máximo de cobertura de nuvens convectivas. Estas características podem não ocorrer todas ao mesmo tempo. (nota: no Hemisfério Norte os ventos alísios movem-se de nordeste para sudoeste, enquanto no Hemisfério Sul o movimento é de sudeste para noroeste).

Zooxantelas - são microalgas endosimbiontes de vários animais marinhos e protistas. Geralmente são integradas por ingestão directa e multiplicam-se nos tecidos do hospedeiro, proporcionando-lhe nutrientes. O tamanho da população destas microalgas nos tecidos do anfitrião é afectado pela temperatura e é limitado pela quantidade de nutrientes e luz que recebem. Os corais hermatípicos (aqueles que constroem recifes) têm zooxantelas e são dependentes, em grande medida, destas algas unicelulares, tendo assim o seu crescimento limitado à zona fótica. É esta relação simbiótica que faz dos corais os principais construtores de recifes em águas tropicais.

ANEXOS

ANEXO IA

Família: Prorastomidae Cope 1889

Género: *Pezosiren* Domning 2001

Espécies: *P. portelli* Domning 2001

Género: *Prorastomus* Owen 1855

Espécies: *P. sirenoides* Owen 1855

nomes inválidos: *Prorastoma* Lydekker 1892 (sin)

nomes inválidos: Prorastomatidae Flower & Lidekker 1891 (sin)

ANEXO IB

Família: Protosirenidae Sickenberg 1934

Género: *Ashokia* Bajpai *et al.* 2009

Espécies: *A. antiqua* Bajpai *et al.* 2009

Género: *Protosiren* Abel 1904

Espécies: *P. eothena* Zalmout *et al.* 2003

P. fraasi Abel 1904

P. minima Desmarest 1822

P. sattaensis Gingerich *et al.* 1995

P. smithae Domning & Gingerich 1994

ANEXO IC

Família: Dugongidae Gray 1821

Género: *Anisosiren* Kordos 1979

Subfamília: Dugonginae Simpson 1932

Género: *Bharatisiren* Bajpai & Domning 1997

Espécies: *B. indica* Bajpai et al. 2006

B. krachchensis Bajpai et al. 1987

Género: *Corystosiren* Domning 1990

Espécies: *C. varguezi* Domning 1990

Género: *Crenatosiren* Domning 1991

Espécies: *C. olseni* Reinhart 1976

nomes inválidos: *Halitherium olsenensis* Reinhart 1972

Género: *Diplotherium* Cope 1883

Espécies: *D. allisoni* Kilmer 1965

D. manigaulti Cope 1883

Género: *Domningia* Thewissen & Bajpai 2009

Espécies: *D. sodhae* Thewissen & Bajpai 2009

Género: *Kutchisiren* Bajpai et al 2010

Espécies: *K. cylindrica* Bajpai et al. 2009

nomes inválidos: *Kotadasiren gracillis* Das & Basu 1994 (substituído)

nomes inválidos: *Kotadasiren* Das & Basu 1994 (nome nulo)

Género: *Nanosiren* Domning & Aguilera 2008

Espécies: *N. garciae* Domning & Aguilera 2008

N. sanchezi Domning & Aguilera 2008

Género: *Xenosiren* Domning 1989

Espécies: *X. yucateca* Domning 1989

Género: *Dugong* Lacépède, 1799

Espécies: *Dugong dugon* Müller 1776

nomes inválidos: *Halicorninae* Abel 1913 (sinónimo - sin), *Halitherium bellunense* de Zigno 1875 (nome incerto), *Rhytiodinae* Abel 1914 (sin), *Rytiodontinae* Kretzoi 1941 (sin), *Thelriopiinae* Pilleri 1987 (sin).

Subfamília: Halitheriinae Gill 1871

Género: *Caribosiren* Reinhart 1959

Espécies: *C. turneri* Reinhart 1959

Género: *Eosiren* Andrews 1902

Espécies: *E. abeli* Sickenberg 1934

1925

E. imenti Domning *et al.* 1994

E. libyca Andrews 1902

E. stromeri Abel 1913

nomes inválidos: *Archaeosiren* Abel 1913 (sin)

Género: *Eotheroides* Palmer 1899

Espécies: *E. aegyptiacum* Owen 1975

nomes inválidos: *Manatus coulombi* Filhol 1878 (sin), *Masrisiren abeli* Kretzoi 1941 (sin)

E. babiae Bajpai *et al.* 2006

E. lambondrano Samonds & Zalmout 2009

E. waghapadarensis Das & Basu 1994

nomes inválidos: *Eotherium* Owen 1875 (sin), *Masrisiren* Kretzoi 1941 (sin)

Género: *Halitherium* Kaup 1838

Espécies: *H. alleni* Simpson 1932

H. antillense Matthew 1916

H. christoli Fitzinger 1842

nomes inválidos: *H. abeli* Spillman 1959 (sin), *Metaxytherium pergense* Toula 1899 (sin)

H. schinzii Kaup 1838

H. schinzii lareolensis Pilleri 1987

nomes inválidos: *Halianassa collinii* Von Meyer 1846 (sin), *H. bronni* Krauss 1858 (sin), *H. chouqueti* Gaudry 1884 (sin), *H. kaupi* Krauss 1858 (sin), *H. schinzii lareolensis* Pilleri 1987 (subgrupo inválido), *H. uytterhoeveni* Abel (sin), *Manatherium delheidi* Hartlaub 1886 (sin), *Manatus dubius* Cuvier 1824 (sin), *Manatus guettardi* Blainville 1844 (sin), *Trachytherium raulinii* Gervais 1849 (sin)

H. taulannense Sagne 2001

nomes inválidos: *Halytherium* Kaup 1838 (substituído), *Manatherium* Hartlaub 1886 (sin), *Trachytherium* Gervais 1849 (sin)

Género: *Metaxytherium* de Christol 1840

Espécies: *M. aquitaniae* Pilleri 1987

M. arctodites Aranda-Manteca *et al.* 1994

M. cartagense Simpson 1932

nomes inválidos: *M. calvertense* Kellogg 1966 (sin)

M. floridanum Hay 1922

nomes inválidos: *Felsinotherium ossivallense* Simpson 1932 (sin), *Manatus antiquus* Leidy 1856 (sin)

M. krahuletzii Deperet 1895

nomes inválidos: *Halianassa studeri* Meyer 1837 (sin), *M. argoviense* Pilleri 1987 (sin), *M. christoli* Fitzinger 1899 (sin), *M. krahuletzii excelsum* Pilleri 1987 (subgrupo inválido)

M. lovisati Capellini 1886

M. medium Desmarest 1822

nomes inválidos: *Halitherium cuvieri* de Christol 1832 (sin), *Haplosiren leganyii* Kretzoi 1951 (sin), *Hippopotamus intermedius* Holl 1829 (sin), *Manatus fossilis* Hol 1829 (sin), *M. catalaunicum* Pilleri et al. 1989 (sin), *M. cordieri* de Christol em de Blainville 1844 (sin)

M. riveroi Varona 1972

M. serresii Gervais 1847

nomes inválidos: *Halitherium minor* Cope 1883 (sin)

M. subapenninum Bruno 1839

nomes inválidos: *Cheirotherium brochii* de Blainville 1844 (sin), *Felsinotherium forestii* Capellini 1872 (sin), *Felsinotherium gastaldi* de Zigno 1878 (sin), *Felsinotherium gervaisi* Capellini 1872 (sin), *Felsinotherium subalpinum* Isel 1910 (sin)

nomes inválidos: *Cheirotherium* Bruno 1839 (sin), *Felsinotherium* Capellini 1872 (sin), *Felsinotherium gunteri* Simpson 1932 (nome incerto), *Fucotherium* Kaup 1840 (sin), *Halianassa* Meyer 1838 (sin), *Halysiren* Kretzoi 1941 (sin), *Haplosiren* Kretzoi 1951 (sin), *Hesperosiren* Simpson 1932 (sin), *M. beaumonti* de Christol 1844 (nome incerto), *M. meyeri* Abel 1904 (nome incerto), *Pontotherium* Kaup 1840 (sin)

Género: *Prototherium* de Zigno 1887

Espécies: *P. intermedium* Bizzotto 1983

nomes inválidos: *P. montserratense* Pilleri et al. 1989 (sin), *P. solei* Pilleri et al. 1989 (sin)

P. veronense de Zigno 1875

nomes inválidos: *Halitherium angustifrons* de Zigno 1875 (sin), *Halitherium curvidens* de Zigno 1875 (sin), *Halitherium veronense* de Zigno 1875 (sin), *Paraliosiren suessi* Abel 1906 (sin), *Protosiren dolloi* Abel 1904 (sin)

nomes inválidos: *Mesosiren* Abel 1906 (sin), *Paraliosiren* Abel 1906 (sin)

Género: *Thalattosiren* Sickenberg 1928

Espécies: *T. petersi* Abel 1904

nomes inválidos: Archaeosireninae Abel 1914 (sin), Eotherioidinae Kretzoi 1941 (sin), Halianassinae Reinhart 1959 (sin), Halitherida Carus 1868 (sin), Metaxytheriinae Kretzoi 1941 (sin), Pachyspondylus Brandt 1873 (nomen vanum), Prototheriidae Kretzoi 1941 (subgrupo inválido)

Subfamília: Hydrodamalinae Palmer 1895

Género: *Dusisiren* Domning 1978

Espécies: *D. dewana* Takahashi *et al.* 1986

D. jordani Kellogg 1925

nomes inválidos: *Halianassa vanderhoofi* Reinhart 1959 (sin)

D. reinharti Domning 1978

D. takasatensis Kobayashi *et al.* 1995

Género: *Hydrodamalis* Retzius 1794

Espécies: *H. cuestas* Domning 1978

nomes inválidos: *H. spissa* Furusawa 1988 (sin)

H. gigas Zimmerman 1780

nomes inválidos: *H. stelleri* Retzius 1794 (sin), *Manati balaenurus* Bossaert

1785 (sin), *Rhytina stellerus* Brandt 1849 (sin), *Rytina cetacea* Illiger 1815 (sin)

nomes inválidos: *Dystomus* Fischer von Waldheim 1813 (sin), *Haligyna* Billberg 1827 (sin), *Manati* Steller 1774 (substituído), *Nepus* Fischer von Waldheim 1814 (sin), *Rytina* Illiger 1811 (sin), *Sirene* Link 1794 (sin), *Stellerus* Desmarest 1822 (sin)

Género: *Indosiren* von Koenigswald 1952

Espécies: *I. javanensis* von Koenigswald 1952

I. koeningswaldi Sahni & Mishra 1975

Género: *Miodugong* Deraniyagala 1969

Espécies: *M. brevicranius* Deraniyagala 1969

Género: *Paralitherium* Kordos 1977

Espécies: *P. tarkanyense* Kordos 1977

Género: *Rytiodus* Lartet 1866

Espécies: *R. capgrandi* Lartet 1866

nomes inválidos: *Thelriope capgrandi* Lartet 1866 (sin)

R. heali Domning 2011

nomes inválidos: *Thelriope* Pilleri 1987 (sin)

Género: *Sirenavus* Kretzoi 1941

Espécies: *S. hungaricus* Kretzoi 1941

nomes inválidos: *Rhytinea* Brandt 1846 (sin), *Rytinadae* Gray 1843 (sin), *Rytineae* Brandt 1833 (sin), *Rytinidae* Girard 1852 (sin)

nomes inválidos: *Halicorida* Brandt 1868 (sin), *Halicoridae* Gray 1825 (sin), *Halicoroidea* Gill 1871 (sin), *Rytiodinae* Simpson 1932.

ANEXO ID

Família: Trichechidae Gill 1871

Subfamília: Miosireninae Abel 1919

Género: *Anomotherium* Siegfried 1965

Espécies: *A. langewieschei* Siegfried 1965

Género: *Miosiren* Dollo 1889

Espécies: *M. canhami* Flower 1874

M. kocki Dollo 1889

Género: *Prohalicore* Flot 1887

Espécies: *P. dubaleni* Flot 1887

Subfamília: Trichechinae Gray 1825

Género: *Potamosiren* Reinhart 1951

Espécies: *P. magdalenensis* Reinhart 1951

nomes inválidos: *Metaxytherium ortegense* Kellogg 1966 (sin)

Género: *Ribodon* Ameghino 1883

Espécies: *R. limbatus* Ameghino 1883

Género: *Trichechus* Linnaeus 1758

Espécies: *T. manatus* Linnaeus 1758

T. manatus bakerorum Domning 2005

T. manatus latirostris Harlan 1824

T. manatus manatus Linnaeus 1758

nomes inválidos: *Manatus americanus* De Kay 1842 (sin), *Manatus koellikeri*

Trouessart 1904 (sin)

T. senegalensis Link 1795

nomes inválidos: *Manatus senegalensis* Desmarest 1817 (sin)

T. inunguis Natterer 1883

nomes inválidos: *Halipaedisca* Gistel 1848 (sin), *Manatus* Brunnich 1772 (sin),

Neodermus Rafinesque 1815 (sin), *Oxystomus* Fischer von Waldheim 1803 (sin)

nomes inválidos: *Trichechina* Bonaparte 1850

nomes inválidos: *Halicorea* Brandt 1846 (sin), *Halicoreae* Brandt 1833 (sin), *Manatida* Brandt 1868 (sin),

Manatidae (sin), *Manatoidea* Gill 1872 (sin), *Manatus aequatorialis* Lacepede 1799 (subgrupo inválido),

Manatus vulgaris Domning 1996 (subgrupo inválido), *Trichechoides* Gill 1871 (sin)

ANEXO II

