


# GEODINÂMICA E VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR NO MESO-CENOZÓICO: DA EVOLUÇÃO GLOBAL À ÁREA METROPOLITANA DE LISBOA

MIGUEL LEAL<sup>1,2,3</sup> 

ANA RAMOS-PEREIRA<sup>1,3</sup> 

**RESUMO** – Este artigo apresenta uma síntese da evolução geodinâmica e das variações eustáticas do nível do mar no Meso-Cenozóico e relaciona os acontecimentos globais com a formação da Ibéria e da Área Metropolitana de Lisboa (AML). Do regime tectónico distensivo resultou a desagregação da Pangeia, a separação entre as placas Norte-Americana e Euroasiática e a individualização da microplaca Ibérica no Cretácico Inferior. Até à formação de crusta oceânica no Atlântico desenvolveram-se bacias de *rifting*. A Bacia Lusitaniana está ligada à génese da Orla Mesocenozóica Ocidental, onde está incluída grande parte da AML Norte. O regime compressivo a partir do final do Cretácico deu origem a cadeias montanhosas na Península Ibérica e à reactivação de falhas tardi-hercínicas responsáveis pela formação e subsidência de uma depressão tectónica (Bacia Cenozóica do Tejo-Sado), onde se inclui a maioria da AML Sul. Neste quadro tectónico formaram-se o maciço subvulcânico de Sintra no final do Cretácico Superior ou a cadeia da Arrábida no Miocénico. A transição para o regime compressivo marcou o pico máximo do nível do mar no Meso-Cenozóico (170 a 250m acima do nível actual). As variações do nível do mar explicam a diversidade litológica da AML. As formações da AML Norte datam maioritariamente do Cretácico (predominância de calcários e margas), enquanto na AML Sul afloram sobretudo formações mais recentes (Pliocénico e Plistocénico), o que justifica o seu carácter detrítico.

**Palavras-chave:** Evolução geodinâmica; variações do nível do mar; Meso-Cenozóico; Ibéria; Área Metropolitana de Lisboa.

---

Recebido: 17/04/2020. Aceite: 04/06/2021. Publicado: 27/04/2022.

<sup>1</sup> Centro de Estudos Geográficos, Instituto de Geografia e Ordenamento do Território, Universidade de Lisboa, R. Branca Edmée Marques, 1600-276, Lisboa, Portugal. E-mail: [mleal@campus.ul.pt](mailto:mleal@campus.ul.pt); [anarp@campus.ul.pt](mailto:anarp@campus.ul.pt)

<sup>2</sup> Centro de Estudos Florestais, Instituto Superior de Agronomia, Universidade de Lisboa, Tapada da Ajuda, Lisboa, Portugal.

<sup>3</sup> Laboratório Associado TERRA, Portugal.

**ABSTRACT** – GEODYNAMICS AND SEA-LEVEL CHANGES IN THE MESO-CENOZOIC. FROM THE GLOBAL EVOLUTION TO THE LISBON METROPOLITAN AREA. This article presents an evolution of geodynamics and eustatic sea-level changes in the Meso-Cenozoic and relates global events to the formation of Iberia and the Lisbon Metropolitan Area (LMA). The distensive tectonic regime resulted in the breakup of Pangea, the separation between the North American and Eurasian plates and the individualization of the Iberian microplate in the Lower Cretaceous. Rift basins were developed until the formation of oceanic crust in the Atlantic. The Lusitanian Basin is linked to the genesis of the Meso-Cenozoic Western Portuguese Border, where a large part of the Northern LMA is included. The compressive regime from the end of Cretaceous gave rise to mountain ranges in the Iberian Peninsula and to the reactivation of late-hercynian faults responsible for the formation and subsidence of a tectonic depression (Cenozoic Basin of the Tagus-Sado), where most of the Southern LMA is included. It was in this tectonic framework that the subvolcanic massif of Sintra was formed at the end of the Upper Cretaceous or the Arrábida chain during the Miocene. The transition to the compressive regime marked the maximum sea-level in the Meso-Cenozoic (170 to 250m above the current level). The variations in sea-level explain the LMA's lithological diversity. The formations of the Northern LMA date mostly from Cretaceous (prevalence of limestones and marls), while more recent formations are prevailing in the Southern LMA (Pliocene and Pleistocene), which justifies its detrital character.

**Keywords:** Geodynamic evolution; sea-level change; Meso-Cenozoic; Iberia; Lisbon Metropolitan Area.

**RÉSUMÉ** – GÉODYNAMIQUE ET CHANGEMENTS DU NIVEAU DE LA MER DANS LE MÉSO-CÉNOZOÏQUE: DE L'ÉVOLUTION À L' AIRE MÉTROPOLITAINE DE LISBONNE. Cet article présente une évolution de la géodynamique et des changements eustatiques du niveau de la mer au Méso-Cénozoïque et relie les événements mondiaux à la formation de l'Ibérie et de l'Aire Métropolitaine de Lisbonne (AML). Le régime tectonique distensif a entraîné l'éclatement de la Pangée, la séparation entre les plaques nord-américaine et euroasiatique et l'individualisation de la microplaque ibérique dans le Crétacé inférieur. Des bassins de rift se sont développés jusqu'à la formation d'une croûte océanique dans l'Atlantique. Le bassin lusitanien est lié à la genèse du Bassin Méso-Cénozoïque Occidental portugais, où une grande partie de l'AML Nord est incluse. Le régime compressif de la fin du Crétacé a donné naissance à des chaînes de montagnes dans la Péninsule Ibérique et à la réactivation de failles hercyniennes tardives responsables de la formation et de l'affaissement d'une dépression tectonique (Bassin Cénozoïque du Tage-Sado), où la majeure partie de la AML Sud est incluse. C'est dans ce cadre tectonique que le massif sous-volcanique de Sintra s'est formé à la fin du Crétacé supérieur ou la chaîne d'Arrábida pendant le Miocène. La transition au régime compressif a marqué le niveau maximal de la mer dans le Méso-Cénozoïque (170 à 250m au-dessus du niveau actuel). Les variations du niveau de la mer expliquent la diversité lithologique de l'AML. Les formations de l'AML Nord datent principalement du Crétacé (prévalence des calcaires et des marnes), tandis que des formations plus récentes prévalent dans l'AML Sud (Pliocène et Plistocène), ce qui justifie son caractère détritique.

**Mot clés:** Évolution géodynamique; changement du niveau de la mer; Méso-Cénozoïque; Ibérie; Aire Métropolitaine de Lisbonne.

**RESUMEN** – GEODINÁMICA Y VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN EL MESO-CENOZOICO: DE LA EVOLUCIÓN GLOBAL A LA ÁREA METROPOLITANA

DE LISBOA. Este artículo presenta una evolución de la geodinámica y los cambios eustáticos del nivel del mar en el Meso-Cenozoico y relaciona los eventos globales con la formación de Iberia y el Área Metropolitana de Lisboa (AML). El régimen tectónico distensivo resultó en la ruptura de Pangea, la separación entre las placas norteamericana y euroasiática y la individualización de la microplaca ibérica en el Cretácico Inferior. Las fosas tectónicas de *rifting* se desarrollaron hasta la formación de la corteza oceánica en el Atlántico. La Cuenca Lusitánica está ligada a la génesis de la Cuenca Portuguesa Occidental Meso-Cenozoica, donde se incluye gran parte de la AML Norte. El régimen compresivo de finales del Cretácico dio lugar a cadenas montañosas en la Península Ibérica y a la reactivación de fallas hercínicas tardías responsables de la formación y hundimiento de una depresión tectónica (Cuenca Cenozoica del Tajo-Sado), donde se incluye la mayor parte de la AML Sur. Fue en este marco tectónico donde se formó el macizo subvolcánico de Sintra al final del Cretácico Superior o la cadena de Arrábida durante el Mioceno. La transición al régimen compresivo marcó el nivel máximo del mar en el Meso-Cenozoico (170 a 250m sobre el nivel actual). Las variaciones en el nivel del mar explican la diversidad litológica de la AML. Las formaciones de la AML del Norte datan en su mayoría del Cretácico (predominio de calizas y margas), mientras que en la AML del Sur (Plioceno y Plistoceno) predominan las formaciones más recientes, lo que justifica su carácter detrítico.

**Palabras clave:** Evolución geodinámica; cambio del nivel del mar; Meso-cenozoico; Iberia; Área Metropolitana de Lisboa.

## I. INTRODUÇÃO

A história da Terra tem sido marcada pela existência de sucessivos ciclos tectónicos de formação e desagregação de supercontinentes e de abertura e fecho de oceanos, os denominados ciclos de Wilson. Nos últimos 1000 milhões de anos (Ma), existiram três ciclos de Wilson (Grenvilliano, Cadomiano e Tétis/Atlântico) iniciados a partir da fragmentação de três supercontinentes (Rodínia, Panótia e Pangeia) (Ribeiro, 1968). O actual ciclo de Wilson iniciou-se há cerca de 251 Ma, coincidindo com o começo da Era Mesozóica e de um regime tectónico predominantemente distensivo, responsável pela desagregação da Pangeia e pela formação dos oceanos Atlântico e Paleotétis, que mais tarde viria a dar lugar ao Tétis e ao mar Mediterrâneo. Assim, a posição e configuração dos continentes e oceanos tem estado em constante mudança à escala temporal geológica em resultado dos processos de geodinâmica interna.

Por outro lado, a relação entre as superfícies emersa e submersa está dependente da tectónica e das variações eustáticas do nível médio dos oceanos. Este tem flutuado centenas de metros ao longo da história da Terra e as suas variações são cíclicas, embora não constantes no tempo. Daqui advém que os ciclos de variação apresentem comprimentos de onda díspares devido à hierarquia e escala dos diversos factores que exercem influência no nível do mar (Harrison, 1990; Plint *et al.*, 1992; Plyusnina *et al.*, 2016; Ruban, 2015).

A evolução geodinâmica do planeta e as flutuações do nível médio do mar ao longo de milhões de anos explicam, em grande medida, a formação e constituição dos territórios actuais. Este artigo tem como objectivo elaborar uma síntese da evolução geodinâmica

mica e das variações eustáticas do nível do mar desde a fragmentação da Pangeia até à actualidade, destacando os territórios da Ibéria e, mais concretamente, da Área Metropolitana de Lisboa (AML).

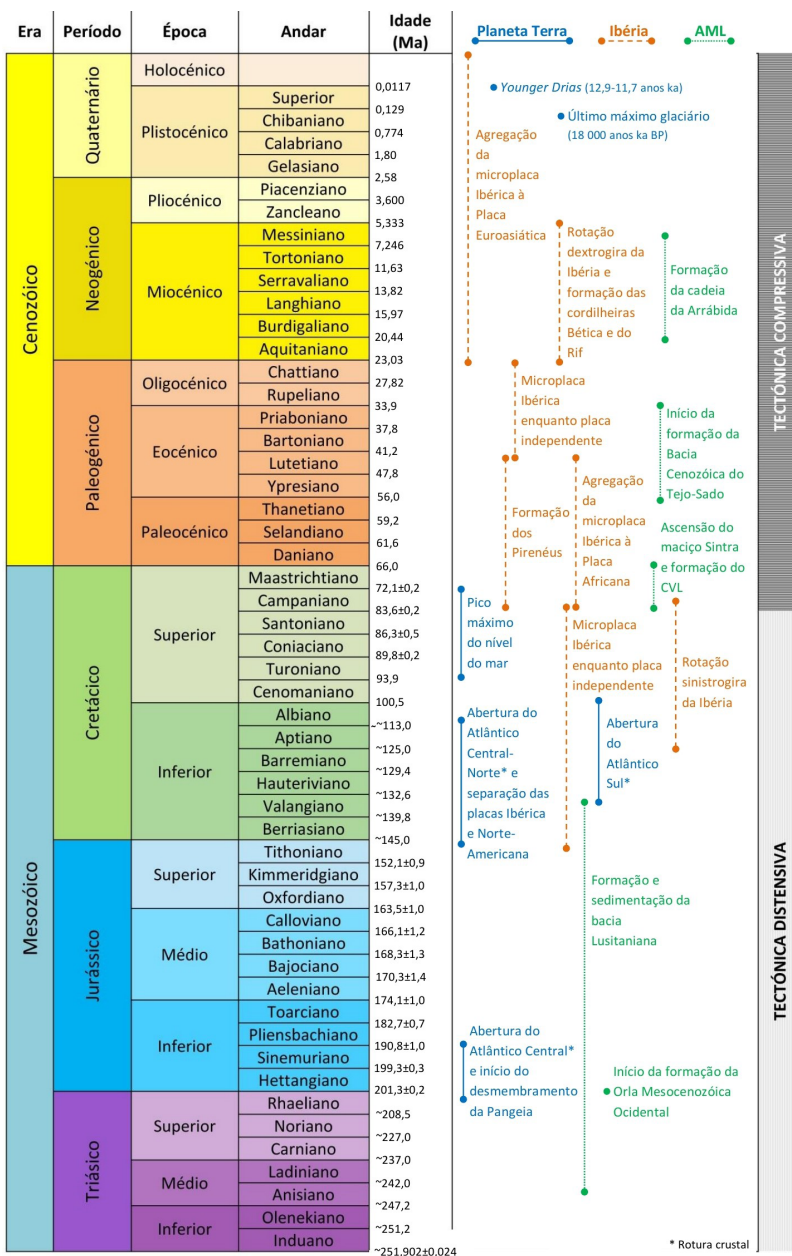
## II. DESMEMBRAMENTO DA PANGAIA E ABERTURA DO OCEANO ATLÂNTICO

A Pangeia foi o último dos supercontinentes existentes na história da Terra. A primeira fase do seu desmembramento ocorreu na fronteira entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior, dividindo-se em Laurásia (a Norte) e Gondwana (a Sul), com o início da abertura do Oceano Atlântico (fig. 1). Este processo decorreu em áreas e fases distintas, contudo, e apesar de ser possível reconstituir a ordem cronológica dos acontecimentos, existem ainda muitas incertezas quanto às idades.

O regime tectónico distensivo que perdurou durante o Mesozóico foi responsável pela abertura do Atlântico, para a qual foram fundamentais quatro fases de *rifting*, correspondendo a acelerações da distensão, acompanhadas por relaxamento pós-tectónico (Kullberg *et al.*, 2006a). Inicialmente gera-se uma rede de falhas, a partir da qual a topografia vai evoluindo mediante um sistema de *grabens* e semi-*grabens* (Alves *et al.*, 2002; Naliboff *et al.*, 2017; Rasmussen *et al.*, 1998). Na futura área de rotura verifica-se um progressivo abatimento topográfico resultante do regime distensivo, em que a crosta continental se torna progressivamente mais fina e deformada pela ascensão e exumação do manto superior até ao momento da rotura crustal e da consequente oceanização (Naliboff *et al.*, 2017). As quatro fases de *rifting* decorreram no Triássico Superior, no Jurássico Inferior, no Jurássico Superior e início do Cretácico Inferior e no Cretácico Inferior (Alves *et al.*, 2002; Kullberg *et al.*, 2006a; Rasmussen *et al.*, 1998).

A abertura do Atlântico Central foi a primeira a iniciar-se (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990a), separando as actuais América do Norte e África, e data do Jurássico Inferior (figs. 1 e 2). As reconstituições propostas variam no que respeita ao início dos processos de *rifting* (Kullberg *et al.*, 2006a), rotura e formação da crosta oceânica (Hosseinpour *et al.*, 2016), desde 240 Ma (Hosseinpour *et al.*, 2016; Kneller *et al.*, 2012); 230 Ma (Schettino & Turco, 2009); ou 203 Ma (Labails *et al.*, 2010). Assim, também o início da formação da crosta oceânica na parte central do Atlântico não é consensual, variando entre 200 Ma (Schettino & Turco, 2009) e 190 Ma (Labails *et al.*, 2010; Seton *et al.*, 2012; Vissers *et al.*, 2013).

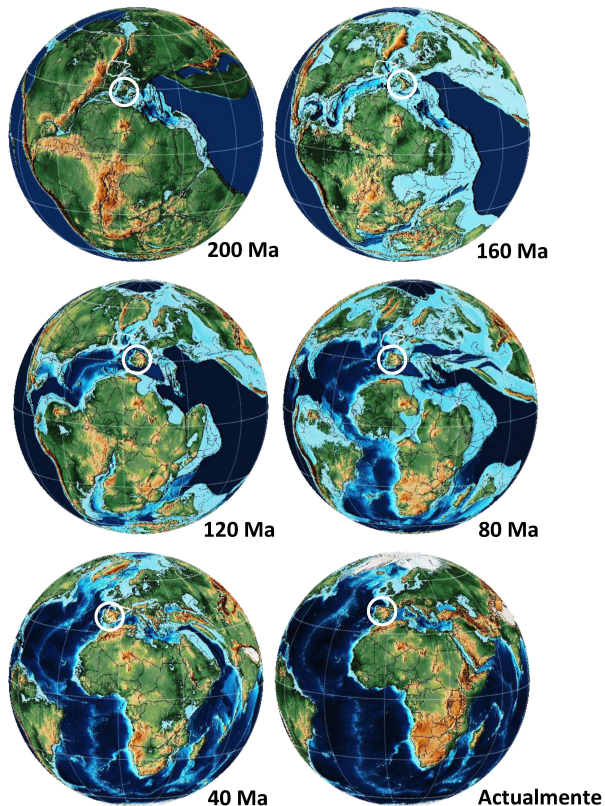
O regime tectónico distensivo iria conduzir posteriormente à rotura crustal no Atlântico Centro-Norte, quando a Ibéria se desligou da América do Norte (figs. 1 e 2). O processo de *rifting* e a oceanização terão ocorrido entre: 203 Ma (Vissers *et al.*, 2013); 180 Ma (Schettino & Turco, 2009); 156 Ma (Srivastava *et al.*, 1990a); ou 140 Ma (Bronner *et al.*, 2011). A fase de *rifting* e estiramento terá sido muito lenta, já que a distância entre a Ibéria e a América do Norte terá sido inferior a 50 km durante algumas dezenas de milhões de anos (Hosseinpour *et al.*, 2016). Segundo as versões de vários autores, a crosta oceânica no Atlântico Centro-Norte terá começado a formar-se há 145 Ma (Srivastava *et al.*, 2000; Vissers *et al.*, 2013), 132 Ma (Schettino & Scotese, 2005; Schettino & Turco, 2009; Seton *et al.*, 2012), 120 Ma (Bronner *et al.*, 2011) ou 112 Ma (Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Tucholke *et al.*, 2007).



Nota: subsiste alguma incerteza quanto às datas de alguns dos factos apresentados e, por isso, nem sempre é possível definir o momento aproximado da sua ocorrência, mas sim a baliza temporal com recurso aos trabalhos de diferentes autores.

Fig. 1 – Principais eventos no planeta, na Ibéria e na AML durante o Meso-Cenozoico. Figura a cores disponível online.

Fig. 1 – Main events on the planet, in Iberia and in the LMA during the Meso-Cenozoic. Colour figure available online.



Nota: Figura construída com recurso ao *software* GPlates e aos dados do projecto PALEOMAP (<https://www.earthbyte.org/paleomap-paleoatlas-for-gplates/>). A circunferência a branco assinala a posição da Ibéria ao longo do tempo.

Fig. 2 – Evolução geodinâmica e posição dos continentes nos últimos 200 Ma. Figura a cores disponível online.

*Fig. 2 – Geodynamic evolution and position of the continents in the last 200 Ma. Colour figure available online.*

A abertura do Oceano Atlântico Norte, iniciou-se com uma importante fase de *rifting*, do Jurássico Superior ao Cretácico Inferior, marcada pela geração de extensas bacias sedimentares em ambas as margens (Rowley & Lottes, 1988). A formação de crusta oceânica só começaria durante o Albiano: 110/105 Ma (Seton *et al.*, 2012) (fig. 2). A separação entre a América do Norte e a Gronelândia iniciou-se no Campaniano (83 Ma), originando o Mar de Labrador e a Baía de Baffin. É já no Paleogénico, mais concretamente na transição entre o Paleocénico e o Eocénico (56 Ma), que se formou um sistema de três placas (América do Norte, Gronelândia e Eurásia), resultante de uma dupla separação entre a América do Norte e a Gronelândia e entre a Gronelândia e a Eurásia (Noruega, Escócia e Irlanda) (Gaina *et al.*, 2002; Hosseinpour *et al.*, 2016; Seton *et al.*, 2012). Depois da cessação da abertura do Mar de Labrador, há aproximadamente 33 Ma, o sistema

reorganizou-se através de uma configuração de duas placas, passando a separação entre as placas Norte-Americana e Euroasiática a fazer-se ao longo da dorsal de Reykjanes (Seton *et al.*, 2012). De resto, a Islândia resulta desta última reconfiguração, estando localizada na fronteira entre as duas placas litosféricas.

### III. EVOLUÇÃO GEODINÂMICA DA IBÉRIA

Os efeitos do regime distensivo na Ibéria materializaram-se ainda no final do Jurássico Superior (no Títoniano, há cerca de 147 Ma), pela separação entre a África e a Eurásia (Mouthereau *et al.*, 2014; Quintana *et al.*, 2015) (fig. 1). Também a separação entre a Ibéria e a Eurásia se iria consumir no final do Jurássico (Gong *et al.*, 2008; Jammes *et al.*, 2009; Mouthereau *et al.*, 2014; Vissers *et al.*, 2016; Vissers & Meijer, 2012). A rotura ocorreu ao longo de uma zona de fractura na actual posição dos Pirenéus, sendo precedida pelas fases de *rifting*, que conduziram ao desenvolvimento progressivo de um domínio oceânico com cerca de 320km de largura (Vissers & Meijer, 2012). Esta zona de fractura ficou assim conectada com o recém-formado Oceano Ligúrico, numa junção tripla que passou a separar as placas Africana, Euroasiática e a então criada microplaca Ibérica (Kullberg & Kullberg, 2000; Quintana *et al.*, 2015; Sibuet & Collette, 1991; Srivastava *et al.*, 1990a) (fig. 1).

A partir da rotura crustal no Atlântico (Cretácico Inferior), a microplaca Ibérica ficava rodeada de estruturas litosféricas de maior dimensão, encontrando-se numa posição de charneira entre as zonas de fractura Charlie-Gibbs (a Norte) e Açores-Gibraltar (a Sul), e os *riftes* do Oceano Atlântico (a Oeste) e do mar de Tétis (a Sudeste) (Kullberg *et al.*, 2006a; Pais *et al.*, 2012). O contexto geodinâmico descrito acabaria por fazer com que a microplaca Ibérica assumisse diversos comportamentos ao longo do tempo, ora actuando como uma placa independente, ora se movendo conectada de forma alternada às placas Euroasiática ou Africana (Pais *et al.*, 2012; Pinheiro *et al.*, 1996; Srivastava *et al.*, 1990b; Vergés *et al.*, 2019) (fig. 1). Terá funcionado como uma placa independente até ao Campaniano (83 Ma), altura em que se terá agregado à placa Africana (Pinheiro *et al.*, 1996; Srivastava *et al.*, 1990a, 1990b). Como tal, a fronteira entre as placas Euroasiática e Africana passou a localizar-se no Golfo da Biscaia (Roest & Srivastava, 1991). A partir do Eocénico (42 Ma), a microplaca Ibérica iria novamente individualizar-se, situação que se iria manter até ao final do Oligocénico (24 Ma), quando a microplaca Ibérica se associou à placa Euroasiática, com a fronteira entre África e a Eurásia a situar-se ao longo da zona de falha Açores-Gibraltar (Roest & Srivastava, 1991; Srivastava *et al.*, 1990a, 1990b). A convergência frontal do final do Paleogénico entre a Ibéria e África tem passado gradualmente a transpressiva dextrogiro. Nos últimos 3 Ma, o sentido do movimento da Ibéria em relação a África (placa Núbia) modificou-se de NW-SE para quase E-W, passando de uma convergência frontal para uma convergência muito oblíqua, conduzindo à individualização da microplaca Ibérica e à sua provável rotação no sentido dextrogiro (Ribeiro, 2013).

Com o tempo iria verificar-se também uma alteração na orientação e na posição geográfica da Ibéria, em função de um processo que se revelou fundamental na evolução posterior da Península Ibérica (fig. 1). Trata-se da abertura do Golfo da Biscaia que resultou da formação de crusta oceânica e que, conseqüentemente, provocou uma rotação sinistrogira da Ibéria em relação à Eurásia (Roest & Srivastava, 1991; Vissers & Meijer, 2012). Este movimento do tipo tesoura (Sibuet & Collette, 1991; Vissers *et al.*, 2016) seria, mais tarde, responsável pela formação das cordilheiras dos Pirenéus/Cantábrica. No que respeita à abertura do Golfo da Biscaia, a maioria dos autores sugere que a rotação da Ibéria se processou entre o Aptiano e o Campaniano (Dewey *et al.*, 1989; Kullberg & Kullberg, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002; Sibuet & Collette, 1991), contudo, estudos mais recentes apontam noutro sentido. Se todos parecem estar de acordo quanto à data de início da rotação da Ibéria, o mesmo não acontece quanto à duração do movimento sinistrogiro. Gong *et al.* (2008) ou Jammes *et al.* (2009) consideram que toda a rotação decorreu durante o Aptiano (125 a 112 Ma). Estes estudos estimam ainda que a rotação se tenha cifrado na ordem dos 35° e que a velocidade da mesma tenha sido superior no início deste andar geológico, tendo posteriormente diminuído. Vissers e Meijer (2012) acrescentam a existência de um período de estagnação (112 a 83 Ma) antes do término do movimento. O início deste intervalo temporal terá sido coincidente com a formação de crusta oceânica no Atlântico Centro-Norte e o tempo de estagnação da rotação é concordante com o período entre a formação da microplaca Ibérica até à sua associação à placa Africana. A partir dos 83 Ma, seguiu-se um novo período de rotação durante o Campaniano e o Maastrichtiano, embora menos relevante do que o anterior (Vissers & Meijer, 2012). A formação de crusta oceânica no Golfo da Biscaia e o movimento rotacional da Ibéria iria resultar no desaparecimento, através de subducção, da maioria do domínio oceânico anteriormente formado entre a Ibéria e a Eurásia (Jammes *et al.*, 2009; Mouthereau *et al.*, 2014; Muñoz, 1992; Quintana *et al.*, 2015; Sibuet & Collette, 1991; Vissers & Meijer, 2012).

O começo do Campaniano (83 Ma) marca também a alteração do regime tectónico entre as placas Africana/Ibérica e Euroasiática, vigorando um regime compressivo a partir desse momento (Dewey *et al.*, 1989; Mouthereau *et al.*, 2014; Muñoz, 1992; Rosenbaum *et al.*, 2002; Sibuet & Collette, 1991; Teixell *et al.*, 2018) (fig. 1). Recorde-se que o contacto interplaca era, por esta altura, feito na zona de fractura a Sul/Sudeste do já aberto Golfo da Biscaia e na futura região pirenaica. A colisão continental entre as placas Ibérica/Africana e Euroasiática resultariam na geração dos Pirenéus e da cordilheira Cantábrica (Dewey *et al.*, 1989; Mouthereau *et al.*, 2014; Muñoz, 1992; Rosenbaum *et al.*, 2002; Sibuet & Collette, 1991; Teixell *et al.*, 2018) (fig. 1). Todavia, o intervalo de tempo durante o qual se formaram e durante o qual prevaleceu o período compressivo não é consensual.

Genericamente existem duas versões relativas à extensão do período compressivo. A primeira, partilhada pela maioria dos autores, considera um período ininterrupto que se estendeu desde a transição entre o Santoniano e o Campaniano até ao Oligocénico (Gong *et al.*, 2008; Sibuet & Collette, 1991) ou até ao Miocénico (Kullberg & Kullberg, 2000; Muñoz, 1992; Quintana *et al.*, 2015; Rodríguez Fernández *et al.*, 2015; Teixell *et al.*, 2018).



A segunda hipótese aponta para uma interrupção do regime compressivo entre as placas Ibérica e Euroasiática durante o Paleocénico, entre 65 e 55 Ma, sensivelmente (Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002; Srivastava *et al.*, 1990a).

Quanto à constituição dos Pirenéus, e também da cordilheira Cantábrica, tratou-se de um processo complexo e que não terá sido linear no tempo. Em primeiro lugar, há que ter em conta que a colisão entre a Ibéria e a Eurásia verificou-se de Oeste para Este (Quintana *et al.*, 2015; Sibuet & Collette, 1991; Vissers *et al.*, 2016), iniciando-se no começo do período compressivo – 83 Ma (Vissers & Meijer, 2012). Deste modo, o domínio oceânico ainda existia por esta altura a Este, desaparecendo progressivamente por subducção. Aponta-se para a existência de duas fases orogénicas principais, uma durante o Eocénico e outra durante o Miocénico (Pinheiro *et al.*, 1996; Srivastava *et al.*, 1990a). A primeira foi mais relevante no contexto pirenaico, uma vez que a microplaca Ibérica esteve associada à placa Africana até há 42 Ma, ou seja, até sensivelmente meio do Eocénico, o que explica a convergência entre as placas Ibérica e Euroasiática neste período. Há cerca de 24 Ma (final do Oligocénico), a transição da fronteira entre a placa Africana e a microplaca Ibérica para a zona meridional da Ibéria (zona de fractura Açores-Gibraltar) causou a convergência entre a microplaca Ibérica, acoplada à Eurásia, e a placa Africana, produzindo uma rotação dextrogira da Ibéria de NW-SE para NNW-SSE (Pais *et al.*, 2012; Ramos & Ramos-Pereira, 2020). Tal deu origem a uma segunda fase compressiva/orogénica, essencial na edificação das cordilheiras Bética no sul de Espanha e do Rif no norte de Marrocos (Pais *et al.*, 2012; Pinheiro *et al.*, 1996; Quintana *et al.*, 2015) (fig. 1). Apesar de distante do centro da orogénese alpina, o território português também foi influenciado pela sucessão de fenómenos tectónicos alpinos, embora com intensidades mais reduzidas. A deformação alpina em Portugal resulta fundamentalmente da interacção entre as compressões e distensões e as fracturas tardi-hercínicas (Pimentel & Mira Azevêdo, 1994). Como se referiu anteriormente, o regime tectónico actual é marcado por uma lenta convergência oblíqua entre a Ibéria e África ao longo da zona de fractura Açores-Gibraltar.

#### IV. EVOLUÇÃO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR E SEUS ELEMENTOS FORÇADORES

Na sua essência, as flutuações do nível global do mar (eustasia) estão dependentes de dois factores: o volume de água nos oceanos e a capacidade volumétrica das bacias oceánicas (Miller *et al.*, 2005; Plint *et al.*, 1992; Sames *et al.*, 2016). As variações no volume de água estão, por sua vez, dependentes da quantidade de água armazenada no estado sólido (glaciares, *inlandsis*), mas também do armazenamento de água no estado líquido subterraneamente (aquíferos) ou à superfície (mares interiores ou lagos), da dessecação ou inundação de mares marginais e da expansão ou contracção térmica dos oceanos (Harrison, 1990; Miller *et al.*, 2005; Plint *et al.*, 1992; Sames *et al.*, 2016). Quanto à capacidade volumétrica das bacias oceánicas, esta varia em função da formação e da expansão da crosta oceânica, mas também pode variar devido ao grau de deposição de sedimentos ou a processos de subducção (Harrison, 1990; Miller *et al.*, 2005; Plint *et al.*, 1992).

Como se sabe, as variações eustáticas afectam de forma significativa as áreas emersas. Os continentes já estiveram parcialmente imersos várias vezes ao longo da história geológica do planeta, tal como prova o carácter marinho de formações sedimentares existentes nesses continentes. Todavia, este facto não é uma consequência directa e exclusiva da subida do nível do mar, pois a tectónica local (levantamentos, abatimentos ou subsidência), para além da global, e a sedimentação influenciam a posição da linha de costa (Harrison, 1990; Miller *et al.*, 2005).

O principal factor a influenciar a quantidade de água nos estados líquido e sólido, assim como o grau de expansão/contractão térmica dos oceanos, é a temperatura determinada pelas variações climáticas. Pode dizer-se que as variações na temperatura resultam, fundamentalmente, da acção de dois elementos. O primeiro é o elemento astronómico. Segundo a teoria dos ciclos de Milankovitch, a quantidade de energia solar que chega à superfície terrestre é condicionada por variações cíclicas na forma da órbita da Terra em torno do Sol e na oscilação e inclinação do eixo da Terra (Boulila *et al.*, 2011; Plyusnina *et al.*, 2016; Sames *et al.*, 2016; Veizer *et al.*, 2000). Tal provoca uma alternância entre períodos glaciários e interglaciários, com as necessárias consequências no nível médio dos oceanos e na quantidade de água retida nos continentes. O segundo elemento é a concentração de gases com efeito de estufa na atmosfera, que, em termos teóricos, quanto maior for, mais elevada será a temperatura global.

Como se percebe, as flutuações eustáticas são resultado de uma combinação e inter-relação de mecanismos, processos e factores com magnitude, extensão e escala temporal diversas (Sames *et al.*, 2016), podendo mesmo actuar em sentidos diferentes em determinados períodos. Os últimos 200 Ma são um intervalo de tempo suficientemente longo para se esperarem várias modificações no nível médio do mar e nos factores que o controlam (Ruban, 2015). Uma estimativa da evolução meso-cenozóica do nível médio do mar está retratada na figura 3. Porém, balizar os períodos de subida e de descida continua a ser uma tarefa que envolve alguma dose de incerteza, como sugerem os resultados obtidos em diversos estudos (e.g., Hallam, 2001; Haq & Al-Qahtani, 2005; Hardenbol *et al.*, 1998; Miller *et al.*, 2005; Müller *et al.*, 2008; Sahagian *et al.*, 1996; Watts & Steckler, 1979). Como tal, será mais seguro considerar apenas as tendências de longo prazo, acima de 50 Ma, pois estas permitem compreender a evolução genérica do nível do mar nos últimos 200 Ma, apesar do menor grau de detalhe quando comparadas com as de curto prazo, entre 0,5 a 3 Ma, de acordo com Sames *et al.* (2016) (fig. 3). Há que ter também em consideração que as variações no nível médio do mar apresentadas em alguns estudos podem não retratar de forma fidedigna as variações globais. Isto explica-se porque o contexto tectónico regional pode induzir alterações relativas no nível médio do mar apenas nessa região (Plyusnina *et al.*, 2016).

A partir da fragmentação da Pangeia verificou-se uma tendência generalizada de subida eustática, que terá atingido o ponto máximo (entre 170 e 250m acima do nível actual) no Cretácico Superior, entre o Turoniano e o Campaniano (Hardenbol *et al.*, 1998; Holz, 2015; Müller *et al.*, 2008; Plint *et al.*, 1992; Snedden & Liu, 2010) (fig. 3). Note-se, contudo, que não se trata de uma subida constante, existindo algumas flutuações ao longo do tempo. Podem apontar-se duas grandes razões para o pico máximo ter ocor-

rido no Cretácico Superior. A primeira está relacionada com a geodinâmica. Os processos de *rifting* que resultaram na desagregação da Pangeia e na formação e expansão de crusta oceânica fizeram, por um lado, diminuir o volume das bacias oceânicas e, por outro, deslocar a massa de água sobrejacente, provocando a inundação/imersão de áreas continentais (Harrison, 1990; Holz, 2015; Miller *et al.*, 2005). É interessante verificar que o pico máximo do nível médio do mar tenha coincidido de forma genérica com a transição do regime tectónico distensivo para compressivo na região da Ibéria (figs. 1 e 3).

Os contextos tectónico e geodinâmico, e os processos a eles associados, terão tido igualmente uma influência relevante na segunda razão apontada: a temperatura. Essa influência expressa-se nas modificações na circulação oceânica em resultado da crescente fragmentação continental e da progressiva alteração da posição geográfica dos continentes ou na introdução de uma maior quantidade de gases com efeito de estufa na atmosfera devido à actividade vulcânica verificada no Cretácico Superior (Holz, 2015). Depois de um período especialmente quente que perdurou durante o Triássico Inferior, verificou-se uma tendência de arrefecimento que se estendeu até ao Jurássico Superior (Holz, 2015; Vázquez-Vilchez *et al.*, 2015; Veizer *et al.*, 2000). Daí em diante a tendência inverteu-se. Apesar de a resposta não ser consensual, estima-se que as temperaturas do ar mais elevadas durante o Cretácico tenham ocorrido no Turoniano (Frakes, 1999), enquanto as temperaturas do mar mais altas se tenham verificado no Santoniano (Veizer *et al.*, 2000). Estes andares geológicos enquadram-se no intervalo de tempo em que terá ocorrido o ponto máximo no nível global do mar. Quanto à evolução dos níveis de concentração de CO<sub>2</sub> (dióxido de carbono) na atmosfera, e analisando os resultados publicados (e.g., Holz, 2015; Retallack, 2001; Royer, 2013), não parece existir consenso na comunidade científica, dependendo estes dos *proxys* utilizados.

Em termos gerais, o Cretácico foi um período geológico muito distinto do actual, em que o nível médio do mar, a temperatura e a concentração de gases com efeito de estufa atingiram valores significativamente mais elevados do que os actuais (Mudelsee *et al.*, 2014; Zachos *et al.*, 2001) (fig. 3). Contrastando com os precedentes Triássico e Jurássico, o Cretácico ficou, no entanto, marcado pelas muitas oscilações nos parâmetros referidos (Holz, 2015; Miller *et al.*, 2005; Müller *et al.*, 2008; Veizer *et al.*, 2000). Apesar destas variações, é possível identificar três subperíodos no que respeita à temperatura e aos gases de efeito de estufa (Sames *et al.*, 2016). O primeiro e o terceiro subperíodos, no início e no final do Cretácico, respectivamente, terão tido características semelhantes. As temperaturas médias globais variavam entre 21<sup>o</sup> e 24<sup>o</sup>C, e os níveis de CO<sub>2</sub> seriam 2 a 4 vezes mais elevados do que na actualidade. Não obstante, admite-se a possibilidade de terem ocorrido vagas de frio e existido glaciares em intervalos geológicos muito curtos (Kidder & Worsley, 2012; Miller *et al.*, 2005; Ruban, 2015). O segundo subperíodo, correspondente ao sector intermédio do Cretácico, foi ainda mais quente (24<sup>o</sup> a 30<sup>o</sup>) e os valores de CO<sub>2</sub> terão sido 4 a 16 vezes superiores aos actuais (Kidder & Worsley, 2012). Acredita-se que durante este subperíodo tenham existido pequenos intervalos de tempo, coincidentes com intensa actividade vulcânica, em que as concentrações de CO<sub>2</sub> tenham sido ainda mais elevadas (4800p.p.m.), o que terá conduzido, inclusivamente, à reversão da circulação termohalina (Kidder & Worsley, 2010; Sames *et al.*, 2016).

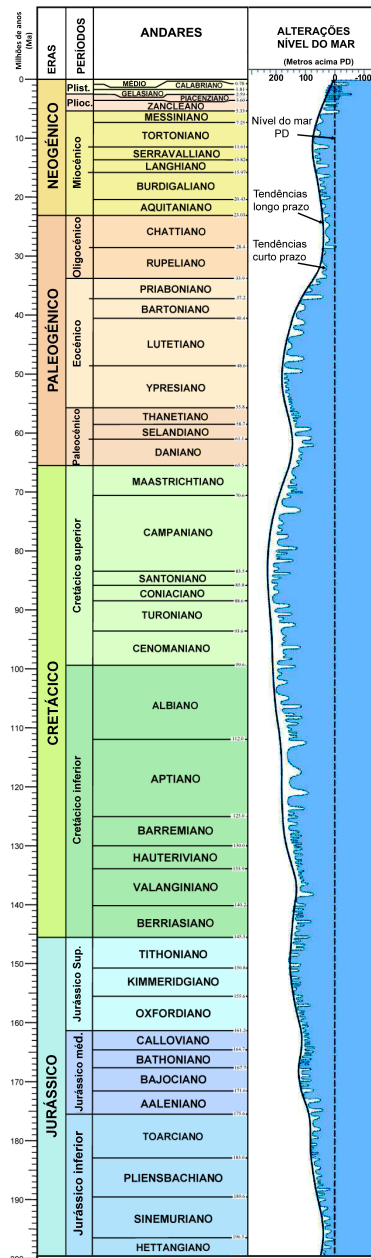


Fig. 3 – Estimativa da evolução do nível médio do mar na Europa nos últimos 200 Ma. Figura a cores disponível online.

*Fig. 3 – Estimated evolution of the mean sea-level in Europe in the last 200 Ma. Colour figure available online.*

Fonte: Adaptado de Hardenbol *et al.* (1998) e de Snedden & Liu (2010)

Uma das consequências das variações das condições atmosféricas e, mais concretamente, dos diversos graus de concentração de gases com efeito de estufa durante o Cretácico, mas também durante todo o Mesozóico, terá sido as várias extinções verificadas. Segundo Holz (2015), os maiores eventos de extinção na história da Terra ocorreram durante o Mesozóico, sendo a última igualmente a mais icónica, aquando da extinção dos dinossauros e das amonites durante o Maastrichtiano.

A continuação da abertura dos oceanos, a colisão entre placas litosféricas e a consequente orogenia Alpina, a actividade vulcânica, a progressiva reorganização da posição dos continentes e das correntes oceânicas ou a variação da temperatura e dos níveis de concentração de gases com efeito de estufa foram alguns acontecimentos com relevância durante o Cenozóico. A tectónica tem, por si só, uma influência acentuada na tendência verificada nas variações eustáticas a longo prazo, contudo, o peso desta componente também se terá feito sentir, ainda que de forma indirecta, nas oscilações em períodos mais curtos. Relembre-se que o movimento das placas litosféricas e as suas consequências são capazes de controlar ou exercer uma acção extremamente relevante na actividade vulcânica, na geomorfologia, no clima, na concentração de gases com efeito de estufa; que, por sua vez, constituem elementos forçadores das variações eustáticas. Tudo isto terá certamente contribuído para a descida genérica do nível médio do mar verificada a partir do pico máximo do Cretácico (fig. 3). Não obstante a tendência geral, verificaram-se aumentos, tendo sido mais relevantes os que ocorreram durante o Eocénico (Ypresiano) e o Miocénico (Tortoniano). Estas variações globais, que podem ser consideradas como tendências de médio prazo (na ordem dos 20/30 Ma), deveram-se, sobretudo, aos ciclos astronómicos (Boullila *et al.*, 2011; Miller *et al.*, 2005; Mudelsee *et al.*, 2014; Zachos *et al.*, 2001). O contexto astronómico reflecte-se igualmente em oscilações na temperatura devido à quantidade de energia solar que chega à Terra. Há ainda que ter em conta o papel relevante dos gases com efeito de estufa, com destaque para o CO<sub>2</sub>, embora a sua concentração esteja mais dependente dos períodos de actividade vulcânica (Kidder & Worsley, 2012).

O clima da Terra tem sofrido modificações significativas e complexas nos últimos 65 Ma, passando de um extremo de calor para um extremo de frio com extensos *inlandsis* e calotas polares (Zachos *et al.*, 2001). No início do Cenozóico ainda subsistiam as temperaturas elevadas, assim como os elevados níveis de CO<sub>2</sub>, característicos do Cretácico. A inter-relação entre a temperatura e o CO<sub>2</sub> nem sempre terá sido directa ao longo do Cenozóico (Pagani *et al.*, 2005; Pearson & Palmer, 2000; Royer, 2013). Esta terá sido muito forte no início desta era geológica, tornando-se progressivamente mais fraca com o decorrer do tempo (Pearson & Palmer, 2000). A transição entre o Paleocénico e o Eocénico coincidiu com um período em que diversas fontes contribuíram para a emissão de dióxido de carbono: 1) a actividade vulcânica resultante da abertura do Atlântico Norte (Pearson & Palmer, 2000); 2) o magmatismo e o metamorfismo regional na cordilheira dos Himalaias e na América do Norte (Kerrick & Caldeira, 1998); e 3) a oxidação do metano libertado que estava armazenado em áreas húmidas ou em grandes reservatórios de hidrato de gás no fundo dos oceanos (Sloan *et al.*, 1992).

Estima-se que o final do Paleocénico e o início do Eocénico tenha sido a fase mais quente do Cenozóico, resultando num óptimo climático que decorreu entre 55 a 49 Ma, sensivelmente (Mudelsee *et al.*, 2014; Pagani *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2001). Nesta altura não existiam calotas polares e as temperaturas médias nas altas latitudes seriam na ordem dos 10°C mais elevadas do que na actualidade (Pagani *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2001). Esta fase de elevadas temperaturas e concentrações de CO<sub>2</sub> foi concordante com o aumento do nível médio do mar verificado no Eocénico (fig. 3). Depois do óptimo climático registado verificou-se uma tendência de descida de todos os indicadores referidos (Royer, 2013; Zachos *et al.*, 2001), interrompida por um episódio efémero de aquecimento há cerca de 41 Ma (Bohaty & Zachos, 2003; Mudelsee *et al.*, 2014). A fronteira entre o Eocénico e o Oligocénico (34 Ma, sensivelmente) marcou a fase mais importante da glaciação na Antárctida, um período frio que se estendeu durante cerca de 7 Ma (Mudelsee *et al.*, 2014; Pagani *et al.*, 2005; Zachos *et al.*, 2001) e em que se verificou um recuo acentuado no nível global do mar (fig. 3). A extensão de gelo na região Antártica viria a ser reduzida em consequência de um intervalo de tempo com diversas oscilações na temperatura e que iria culminar com o óptimo climático do Miocénico, há cerca de 17-15 Ma (Mudelsee *et al.*, 2014; Zachos *et al.*, 2001). Este seria correlativo de uma subida no nível do mar (fig. 3). Seguiu-se uma nova tendência de arrefecimento que perdura, de forma genérica, até à actualidade (Mudelsee *et al.*, 2014).

Como foi dito anteriormente, desde o óptimo climático do Miocénico que se tem verificado uma propensão a longo prazo para a descida do nível do mar e para um arrefecimento. Ao entrar no Quaternário (há cerca de 2,6 Ma), e tendo em conta que se trata de um intervalo de tempo ainda relativamente curto em termos geológicos, é necessário considerar outra escala temporal. Pode assim dizer-se que, durante este período, as variações eustáticas, na temperatura e na concentração de CO<sub>2</sub> têm sido cíclicas e estão, sobretudo, relacionadas com questões astronómicas. Por isso, o Quaternário tem alternado entre fases mais frias (glaciações) e mais quentes (períodos interglaciários), sendo que isso se reflecte nas modificações do nível médio do mar. No último máximo glaciário, há cerca de 18 ka (milhar de anos) anos BP, estima-se que o nível médio do mar em Portugal estivesse 130 a 140m abaixo da cota actual, o que significa que estaria próximo do bordo da plataforma continental (Dias *et al.*, 2000). Deste modo, tem-se assistido a uma tendência de subida progressiva do nível médio do mar, que terá estabilizado há cerca de 5000-3000 anos BP (Ramos-Pereira *et al.*, 1994, 2019). Durante os últimos 20 000 anos há ainda a assinalar uma alteração no padrão verificado, aquando do Younger Dryas (Dryas Recente) no final do Plistocénico, há sensivelmente 12,9 a 11,7 ka. Embora não haja certezas quanto às suas causas, este evento climático provocou uma reorganização, enfraquecimento e paragem da circulação termohalina (Alley, 2007; Broecker *et al.*, 2010), a deslocação para sul da Zona de Convergência Intertropical (Renssen *et al.*, 2018) e o enfraquecimento das monções no Hemisfério Norte (Carlson, 2010). Consequentemente, o Younger Dryas causou um súbito arrefecimento e uma descida do nível do mar na ordem dos 20m em Portugal (Dias *et al.*, 2000).

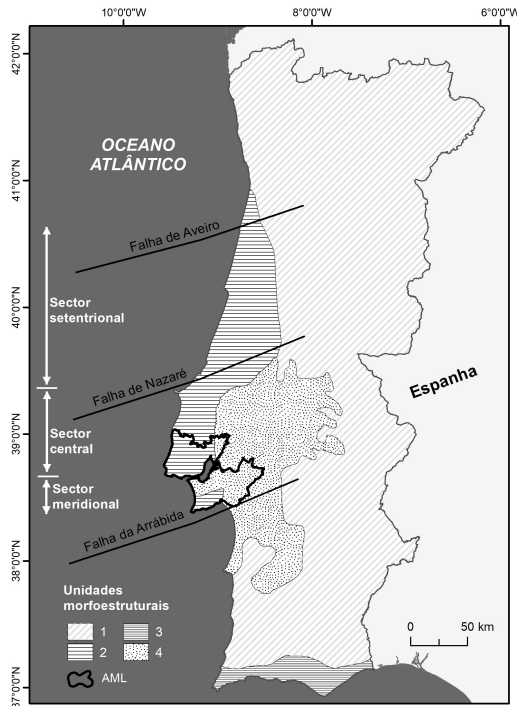
Há que não esquecer que as páginas anteriores relataram as tendências globais, contudo, ocorreram certamente variações relativas a nível regional, que podem ter constituído desvios a estas tendências. Tal como actualmente, existem também diferenças acentuadas em parâmetros como a temperatura ou o nível médio do mar em função da latitude e da configuração das bacias oceânicas. Há ainda que ter noção que a reconstituição temporal e espacial da história da Terra encerra sempre alguma dose de incerteza, sendo, por isso, uma temática cujo conhecimento está em constante evolução. Os estudos mais recentes constituem certamente uma maior aproximação ao que, de facto, terá acontecido há milhões de anos, confirmando ou recusando as ideias publicadas nas últimas décadas.

## V. UNIDADES MORFOESTRUTURAIS EM PORTUGAL CONTINENTAL E BACIA LUSITANIANA

O território de Portugal continental integra três grandes unidades morfoestruturais, apresentadas por ordem cronológica de formação: o Maciço Antigo, as Orlas Mesoceno-zóica Ocidental (OMCO) e Meridional e a Bacia Cenozóica do Tejo-Sado (BCTS) (fig. 4).

A OMCO ocupa cerca de 11% da superfície de Portugal continental (fig. 4). O início da sua formação, há cerca de 200 Ma, é concordante com o período distensivo marcado pela abertura do mar de Tétis (Neotétis), aquando da desagregação inicial do supercontinente Pangeia (fig. 1). Ao longo do Mesozóico, tanto a margem ocidental da actual Península Ibérica como a margem oriental da América do Norte tornaram-se margens passivas (Kullberg *et al.*, 2006a; Pais *et al.*, 2012; Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Quintana *et al.*, 2015), ou seja, não coincidentes com os limites de placas litosféricas. Neste contexto distensivo, formaram-se diversas áreas deprimidas onde os sedimentos se depositaram, as denominadas bacias de *rifting* (Alves *et al.*, 2002; Brune *et al.*, 2016; Jammes *et al.*, 2009; Kullberg *et al.*, 2006a; Naliboff *et al.*, 2017; Péron-Pinvidic *et al.*, 2007; Rasmussen *et al.*, 1998) nas margens e no interior do território da Ibéria (Muñoz, 1992; Pinheiro *et al.*, 1996; Quintana *et al.*, 2015). Em Portugal, as principais foram as bacias do Porto, Lusitaniana ou Lusitânica, do Alentejo e do Algarve (Kullberg *et al.*, 2006a; Pinheiro *et al.*, 1996), as quais subsistiram até à abertura do oceano Atlântico.

A maior parte da OMCO é composta por sedimentos acumulados na bacia Lusitaniana, da qual cerca de 2/3 da sua superfície se encontra emersa na actualidade (Kullberg *et al.*, 2006a). A bacia Lusitaniana é uma unidade morfoestrutural alongada, com orientação aproximada N-S e área superior a 20 000km<sup>2</sup> (fig. 4), limitada pelo *horst* da Berlenga a oeste (Kullberg *et al.*, 2006a; Rasmussen *et al.*, 1998). A sua evolução tectónica foi condicionada pela presença de falhas tardi-variscas de desligamento esquerdo NNE-SSW e NE-SW e por falhas de direcção N-S, NW-SE e E-W (Kullberg *et al.*, 2006a; Pereira & Alves, 2011; Ramalho *et al.*, 1993; Ribeiro, 2002). A densidade e variedade de orientações das falhas originaram uma forte compartimentação da bacia. Esta pode ser dividida em três sectores (fig. 4): setentrional, central e meridional (Rocha & Soares, 1984). A AML insere-se nos sectores central e meridional.



1 – Maciço Antigo; 2 – Orla Mesocenozóica Ocidental (OMCO); 3 – Orla Mesocenozóica Meridional; 4 – Bacia Cenozóica do Tejo-Sado (BCTS).

Fig. 4 – Unidades morfoestruturais em Portugal Continental e sectores da bacia Lusitaniana.

Fig. 4 – Morphostructural units in mainland Portugal and sectors of the Lusitanian basin.

A BCTS é a unidade morfoestrutural mais recente do território continental português e a mais simples em termos estruturais. Ocupa cerca de 15% do território de Portugal continental (fig. 4) e pode ser subdividida em Bacia do Baixo Tejo e Bacia de Alvalade, duas bacias alongadas com orientação NE-SW. A Bacia Cenozóica do Tejo-Sado é uma depressão tectónica onde se verificou uma progressiva subsidência controlada por falhas tardi-hercínicas reactivadas durante a fase compressiva pirenaica e cujo início da formação data do Eocénico (Antunes *et al.*, 1999; Pais *et al.*, 2010) ou do Oligocénico (Ribeiro, 2013). A sua sedimentação ocorreu durante o Paleogénico, Miocénico e Pliocénico, à qual se sobrepõem depósitos quaternários (Almeida *et al.*, 2000; Mendonça & Cabral, 2003). O seu enchimento sedimentar é predominantemente detrítico e de fácies continentais, proveniente do Maciço Antigo e da OMCO, com intercalações de formações marinhas e salobras quando ocorreram máximos transgressivos miocénicos (Mendonça & Cabral, 2003). Esta terá funcionado como uma bacia endorreica durante o Paleogénico e, a partir do Miocénico, a sedimentação passou a ser exorreica, drenando em direcção ao Atlântico e, ocasionalmente, com sedimentação transicional, na interface oceano-continente (Dias & Pais, 2009).



## VI. ÁREA METROPOLITANA DE LISBOA

A AML insere-se na OMCO e na BCTS, ocupando uma superfície de 3002km<sup>2</sup> e é composta por 18 municípios. O rio e o estuário do Tejo dividem-na em duas sub-regiões: as penínsulas de Lisboa (AML Norte) e de Setúbal (AML Sul). A formação do território da AML e a sua actual posição geográfica resultaram da conjugação da geodinâmica global, da tectónica local e das variações do nível médio do mar ao longo dos últimos 200 Ma.

Grande parte do território actual da AML esteve submersa durante o Mesozóico. Recorde-se que a partir da fragmentação da Pangeia, observou-se uma tendência generalizada de subida eustática, atingindo o ponto máximo durante o Cretácico Superior (fig. 3). A partir daí, assistiu-se a uma tendência geral de descida eustática que perdura, em termos geológicos, até à actualidade. Porém, como foi referido anteriormente, esta tendência geral foi invertida diversas vezes nas últimas dezenas de milhões de anos por subidas do nível médio do mar mais ou menos relevantes. Daqui resultaram progressivas modificações no ambiente de sedimentação que, por sua vez, conduziram às diferentes características do substrato geológico da AML.

A AML é uma região de relevo moderado e com uma grande diversidade litológica, onde dominam as formações sedimentares (92%), sendo a restante porção do território ocupada por rochas magmáticas (7%) e metamórficas (1%) (fig. 5). Na AML afloram formações datadas do Jurássico Inferior ao Holocénico, sendo o Pliocénico (29%), o Holocénico (23%) e o Cretácico Inferior (16%) as idades das formações geológicas que ocupam a maior extensão (fig. 6). Em termos estruturais, a AML corresponde, genericamente, à sucessão (de Norte para Sul) do anticlinal da Arruda dos Vinhos, do sinclinal de Albufeira e do anticlinal da cadeia da Arrábida (Ramalho *et al.*, 1993; Zêzere, 1991). Numa outra perspectiva, pode considerar-se que a AML configura um grande sinclinal dissimétrico, em que o eixo está centrado na Lagoa de Albufeira. Estas estruturas resultaram do soerguimento de origem tectónica da cadeia da Arrábida e da região a Norte de Lisboa durante a fase Bética da orogenia alpina (Miocénico). O acarreio de sedimentos transportados a partir do Pliocénico pelo sistema fluvial precursor do Tejo actual e depositados sobretudo na actual AML Sul, resultou na progressiva sedimentação da BCTS, cobrindo as formações miocénicas, paleogénicas, cretácicas e jurássicas. Isto explica as diferenças nas idades das formações que afloram na AML Norte e na AML Sul, com formações tendencialmente mais antigas na AML Norte e mais recentes na AML Sul (fig. 6).

A AML Norte ocupa uma área de 1377km<sup>2</sup> e desenvolve-se, fundamentalmente, em terrenos da OMCO, com excepção das formações pertencentes à BCTS, localizadas na parte oriental da Península da Lisboa. O relevo é genericamente concordante com a estrutura monoclinial, resultante do flanco sul do anticlinal centrado na Arruda dos Vinhos ou do flanco norte do “sinclinal da AML”, em que as camadas estão inclinadas para S/SW. Esta sub-região apresenta uma grande diversidade litológica (fig. 5), onde sobressaem as formações sedimentares, como calcários, margas e argilas. O carácter marinho acentua-se de Este para Oeste, isto é, as formações detríticas têm maior relevância no interior e as formações carbonatadas são predominantes mais próximo do litoral

actual. Também são relevantes as rochas que compõem o maciço de Sintra (granitos, sienitos, dioritos, gabros e brechas vulcânicas), as rochas metamorfizadas que se encontram em seu redor e as rochas que compõem o Complexo Vulcânico de Lisboa (CVL): os basaltos são predominantes, mas existem igualmente traquitos, traquibasaltos, riólitos, gabros, brechas ou piroclastos (fig. 5). Cobrindo o substrato mais antigo encontram-se depósitos superficiais Plio-Quaternários, coluviões e aluviões.

Na AML Norte, a maioria das rochas aflorantes foram formadas durante o Cretácico Inferior e Superior (fig. 6), num período marcado pelo regime tectónico distensivo e pelas elevadas temperaturas e concentrações de CO<sub>2</sub>, e em que o nível médio do mar estava num nível muito superior ao actual (fig. 3). As formações mais antigas pertencem ao Jurássico Superior e estão localizadas nos sectores setentrionais dos municípios de Mafra, Loures e Vila Franca de Xira e na envolvente da serra de Sintra (fig. 6). A importância das formações carbonatadas e margosas (fig. 5) revelam a predominância de ambientes de sedimentação marinhos e lagunares durante o Jurássico e o Cretácico, intercalados com ambientes lacustres ou mesmo de deposição fluvial aquando de curtas fases regressivas (exemplo: Aptiano). Nas formações mais recentes destacam-se as formações do Eocénico, Oligocénico e Miocénico, que afloram sobretudo na área oriental da AML Norte, nomeadamente nos municípios de Lisboa, Amadora e Loures (figs. 6). O Oligocénico, mas também o Eocénico Superior, estão representados pela Formação de Benfica, composta por sedimentos predominantemente detríticos grosseiros (arenitos e conglomerados) assentes em descontinuidade sobre o CVL – Cretácico Superior (Cunha, 2019; Pais *et al.*, 2013). O nível médio do mar mais baixo em comparação com o Mesozóico (fig. 3) explica as características detríticas e a proveniência continental (transporte fluvial) dos sedimentos (fig. 5). Esta fase é coincidente com o período em que a microplaca Ibérica funcionou como placa independente. Depois de se separar da placa Africana, e com o início da formação da BCTS (fig. 1), A transição para o Miocénico marca a agregação da microplaca Ibérica à placa Euroasiática e o início da rotação dextrogira da Ibéria e da formação das cordilheiras Bética e do Rif. Em termos eustáticos, o Miocénico apresentou características distintas do Oligocénico, com o Atlântico a invadir a BCTS ainda no Aquitaniano (Pais *et al.*, 2013), atingindo o máximo transgressivo do Neogénico durante o Tortoniano (fig. 3). As formações miocénicas (conglomerados, arenitos, argilas, margas, calcários margosos) revelam ambientes de sedimentação fluviais, estuarinos, intertidais e marinhos infralitorais, resultado da tendência geral de subida do nível do mar, de episódios transgressivos e regressivos e dos efeitos da tectónica (Antunes *et al.*, 1999, 2000; Pais *et al.*, 2013). A partir da fase transgressiva do Tortoniano houve uma tendência de descida geral do nível médio do mar (fig. 3), resultando em ambientes predominantemente sedimentares de cariz continental. As formações pliocénicas e plio-pleistocénicas (depósitos arenosos e conglomeráticos) têm pouca representatividade na AML Norte, estando presentes na faixa litoral de Mafra, Sintra e Cascais, na várzea de Loures e em pequenas áreas na margem direita do rio Tejo (fig. 6). As formações holocénicas mais relevantes são as aluviões da planície aluvial do rio Tejo, estando também presentes nas aluviões das pequenas e médias ribeiras da AML Norte (fig. 6).

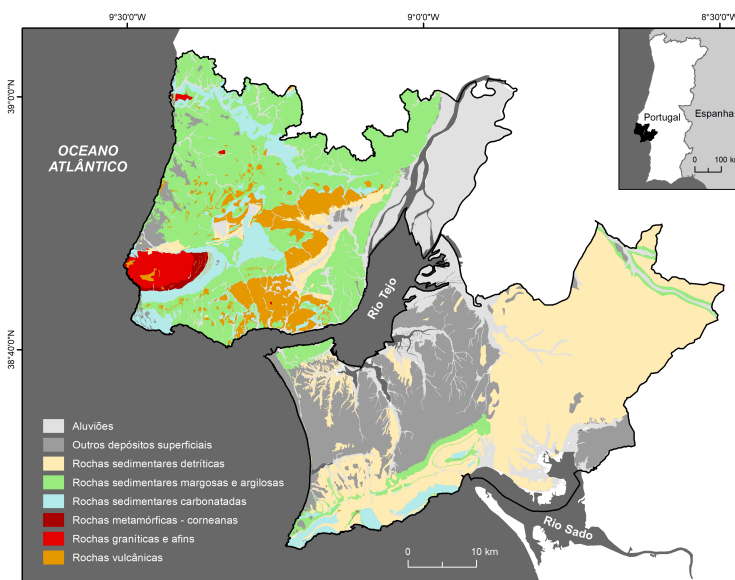


Fig. 5 – Mapa de litologias da AML. Figura a cores disponível online.

*Fig. 5 – Lithological map of the LMA. Colour figure available online.*

Fonte: Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), modificada

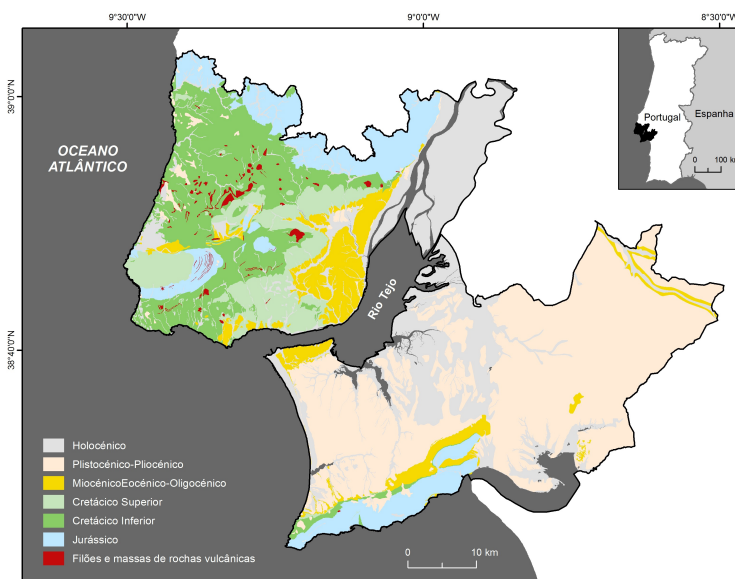


Fig. 6 – Mapa geológico da AML. Figura a cores disponível online.

*Fig. 6 – Geological map of the LMA. Colour figure available online.*

Fonte: Carta Geológica de Portugal, 1:50 000, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), modificada

A exclusividade das formações sedimentares na AML Norte é apenas interrompida pelo ciclo de actividade magmática do Cretácico Superior. Este foi responsável pela instalação do maciço subvulcânico de Sintra e pela orla de metamorfismo de contacto daí resultante, assim como pelos materiais que compõem o CVL (fig. 1) e por algumas chaminés vulcânicas realçadas no relevo por efeito da erosão diferencial, cujos melhores exemplos se encontram entre Mafra e Cheleiros (Brum Ferreira, 2005; Ramos-Pereira, 2003).

O maciço subvulcânico de Sintra é considerado o elemento geológico e geomorfológico mais importante da Península de Lisboa (Teixeira, 1962) e marca claramente a paisagem da AML Norte. Trata-se de um doma isolado, de forma elíptica, orientado aproximadamente E-W, dissimétrico, com vertentes mais abruptas a norte do que a sul (Kullberg & Kullberg, 2000; Ramalho *et al.*, 1993; Ramos-Pereira, 2003). Este maciço instalou-se num acidente crustal profundo de orientação NW-SE a NNW-SSE e com uma extensão aproximada de 600km, associado à rotação sinistrogira da Ibéria, ao longo do qual se formaram também os maciços intrusivos de Sines e Monchique (Coelho, 1974; Kullberg *et al.*, 2006b; Kullberg & Kullberg, 2000; Pais *et al.*, 2012; Terrinha *et al.*, 2018). O maciço de Sintra formou-se enquanto corpo ígneo há cerca de 82 Ma, cuja ascensão empolou e deformou a cobertura de rochas sedimentares mesozóicas, mais tarde erodida e desmantelada (Kullberg *et al.*, 2006b; Kullberg & Kullberg, 2000; Ramos-Pereira, 2003). Em simultâneo com a instalação do maciço ocorreram vários sistemas de falhas radiais, responsáveis pela instalação de uma rede de filões (Kullberg & Kullberg, 2000; Ramalho *et al.*, 1993). As rochas intrusivas foram expostas à superfície há cerca de 65 Ma, na transição do Cretácico para o Paleogénico (fig. 1), evidenciando um núcleo sienítico envolvido por um anel granítico e um anel gabro-diorítico descontínuo (Ramalho *et al.*, 1993). À sua volta formou-se ainda uma orla de metamorfismo de contacto. As corneanas então formadas constituem as formações de S. Pedro e do Ramalhão.

O CVL ocupa uma superfície de cerca de 200km<sup>2</sup> entre Lisboa, Sintra, Mafra e Runa (Torres Vedras) (Ramalho *et al.*, 1993). A sua existência está relacionada com o ciclo magmático que deu origem ao maciço sub-vulcânico de Sintra, há cerca de 72 Ma (fig. 1), sendo constituído por diversos tipos de estruturas (chaminés, escoadas, soleiras, diques) e de rochas (basaltos, traquitos, traquibasaltos, riólitos, gabros, brechas, piroclastos) (Ramalho *et al.*, 1993). O vulcanismo nesta região terá ocorrido de forma descontínua. Sucederam-se vários episódios explosivos, dos quais resultaram piroclastos e brechas, intercalados com fases de emissão efusiva, em que se geraram escoadas basálticas, e com períodos de acalmia, com duração suficiente até para erodir emissões precedentes (Ramalho *et al.*, 1993).

A AML Sul ocupa uma área de 1625km<sup>2</sup> e está enquadrada pelos estuários do rio Tejo (a norte) e do rio Sado (a sul). Esta sub-região está maioritariamente incluída na BCTS, abrangendo ainda terrenos da OMCO (cadeia da Arrábida) (fig. 4). A organização estrutural da AML Sul é determinada pela cadeia da Arrábida e pelo sinclinal centrado na lagoa de Albufeira, resultantes da tectónica compressiva num período marcado pela rotação dextrogira da Ibéria e pela formação da cordilheira Bética (Miocénico). A AML Sul

desenvolve-se quase exclusivamente em terrenos sedimentares (fig. 5), datados do Jurássico Inferior ao Holocénico, em que predominam as formações do Neogénico e do Quaternário (fig. 6). São, portanto, de um modo geral mais recentes relativamente às que compõem a AML Norte. A AML Sul resulta do enchimento sedimentar de uma área subsidente em termos tectónicos, em que as unidades sedimentares neogénicas se depositaram sobre as camadas do Jurássico, Cretácico e Paleogénico, que só afloram na área meridional da Península de Setúbal.

As formações neogénicas, que compõem a maior parte do território da AML Sul, possuem um carácter predominantemente detrítico (areias e cascalho) e uma proveniência continental em resultado da erosão do Maciço Antigo e da OMCO. O Miocénico aflora no concelho de Almada e na cadeia da Arrábida (fig. 6), estando presente nos flancos de um sinclinal cujo eixo se centra na Lagoa de Albufeira. O Miocénico ficou marcado pela tendência de subida do nível médio do mar, acentuando o carácter marinho das formações geológicas ao longo desta época.

Os sedimentos detríticos do Pliocénico depositaram-se sobre as formações miocénicas, cobrindo uma extensa área da actual AML Sul (fig. 6). Inicialmente correspondem ao primeiro episódio de sedimentação relacionado com um sistema fluvial precursor do Tejo actual (Pais *et al.*, 2013). Com a descida do nível do mar no final do Miocénico e com o soerguimento tectónico da cadeia da Arrábida e da região a Norte de Lisboa (associado à fase Bética da orogenia alpina) formou-se uma extensa planície aluvial entre Lisboa e a Arrábida, onde se desenvolveu um sistema fluvial, composto por múltiplos canais anastomosados (Cruces *et al.*, 2002; Freire, 1999; Mira Azevêdo, 1982; Pais *et al.*, 2012). Este sistema fluvial de grande energia viria a perdurar durante o Pliocénico, a partir do qual se verificou uma reorganização da rede de drenagem, acompanhando o levantamento da área, e o encaixe progressivo do Tejo no seu traçado actual, com forte entalhe e criando um sistema de terraços fluviais (Cruces *et al.*, 2002; Cunha *et al.*, 2016; Martins & Cunha, 2017; Mira Azevêdo, 1982; Pais *et al.*, 2013). Destacam-se ainda pela sua extensão na AML Sul as dunas e aluviões do Holocénico (figs. 5 e 6).

Embora com génese e características distintas das da serra de Sintra, a cadeia orogénica da Arrábida é o elemento mais marcante da paisagem da AML Sul. Este “verdadeiro museu de formas estruturais” (Ribeiro, 1968, p. 258) estende-se ao longo de 35km de comprimento (E-W), entre o Cabo Espichel e o pequeno relevo de Palmela, e apresenta 6km de largura média (N-S). Aqui encontra-se o máximo de complexidade da tectónica alpina em Portugal, não sendo, porém, uma verdadeira cadeia alpina (Brum Ferreira, 2005). Trata-se de uma sucessão de três linhas de anticlinais falhados com orientação ENE-WSW (Alcoforado *et al.*, 1993; Ribeiro, 1968), e em que da meridional apenas resta o flanco norte, já que o flanco sul abateu e está submerso. Destacam-se os relevos do Formosinho e de S. Luís, com 501 e 392m de altitude, respectivamente.

A deformação da cadeia da Arrábida decorreu ao longo de duas fases de compressão principais durante o Miocénico (fig. 1): a primeira entre 21,8 e 16,6 Ma, e a segunda entre 8 e 6,5 Ma (Kullberg *et al.*, 2006b). Durante o Miocénico, e desde a sua elevação no Burdigaliano Superior, a cadeia da Arrábida terá sido uma ilha no contexto da BCTS (Cunha,

2019; Pais *et al.*, 2013). Esta cadeia é formada por sequências carbonatadas, dolomíticas e margosas, com algumas intercalações de unidades detríticas, sobretudo do Jurássico. O complexo contexto tectónico e a diversidade litológica da Arrábida deram origem a uma paisagem marcada pelas formas de relevo tectónicas/estruturais (Fonseca *et al.*, 2014).

Merece um destaque especial o vale do Rio Tejo que faz a separação entre as duas AMLs. A passagem de uma vasta planura ao começo do entalhe do rio deu-se na transição Pliocénico-Quaternário. Estudos recentes mostram que, para além do progressivo levantamento tectónico, em parte responsável pela escadaria dos seis terraços já identificados (Cunha *et al.*, 2016; Martins & Cunha, 2017), o Baixo Tejo se instalou ao longo de um complexo sistema de falhas, testemunhadas por vários sismos locais e regionais. Também o troço vestibular do Tejo, denominado o gargalo do Tejo, se instalou numa falha, identificada aquando da construção da Ponte 25 de Abril (Almeida, 1986). Sabe-se, pelo estudo desenvolvido por Mira Azevêdo (1982), que este sulco tectónico não existia no Pliocénico, uma vez que nos depósitos desta idade reconhecidos na AML Sul foram encontrados “fantasmas” de rochas magmáticas de Sintra.

## VII. SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os processos de geodinâmica (interna e externa), a tectónica e as variações do nível do mar ao longo do Meso-Cenozóico são responsáveis pela génese, constituição e evolução dos territórios. Estes factores manifestam-se à escala global, regional e local, conduzindo a modificações na forma, posição e dimensão dos continentes e das bacias oceânicas e influenciando as características geológicas e geomorfológicas de territórios como a Ibéria ou a AML.

Entre o início do Mesozóico e o final do Cretácico Superior vigorou um regime tectónico predominantemente distensivo, sendo substituído a partir daí pelo vigente regime compressivo. O complexo jogo de forças a nível global fez com que a microplaca Ibérica assumisse diversos comportamentos ao longo dos últimos 200 Ma, ora funcionando como placa independente, ora se agregando a placas de maior dimensão como a Euroasiática ou a Africana.

As variações do nível do mar traduzem-se não só na relação entre superfícies imersa e submersa, como também na natureza das formações sedimentares que constituem os territórios. A fragmentação da Pangeia marcou o início de uma tendência de subida do nível do mar, atingindo o seu pico máximo durante o Cretácico Superior (entre 170 e 250m acima do nível actual), algo que coincidiu com a mudança de regime tectónico (de distensivo para compressivo). A partir daí observou-se uma tendência genérica de descida eustática, interrompida por dois períodos relevantes durante o Eocénico e o Miocénico.

A AML é hoje um território com um cariz marcadamente urbano, contudo, a sua formação, composição e enquadramento geográfico actual explica-se pelos processos e acontecimentos ocorridos muito antes da presença humana na Terra. É o caso da sua

notável diversidade litológica, explicada pelas variações eustáticas ao longo dos últimos 200 Ma, sobrepostas à evolução tectónica regional, e pela ocorrência de alguns episódios de actividade magmática. Ainda assim, e mesmo num território com pouco mais de 3000km<sup>2</sup>, existem diferenças notórias a norte e a sul do rio Tejo.

A AML Norte está incluída quase na totalidade na OMCO e é, por isso, constituída por formações mais antigas comparativamente às da AML Sul, que está integrada quase em exclusivo na BCTS. Na AML Norte afloram maioritariamente formações sedimentares margosas e argilosas, e carbonatadas, enquanto na AML Sul dominam as formações sedimentares detríticas, incluindo depósitos superficiais. Recorde-se que a AML Sul está inserida numa área que sofreu subsidência tectónica, na qual se instalou um sistema fluvial de canais anastomosados que precedeu o Tejo actual, algo que explica a natureza detrítica das suas formações mais recentes. Por outro lado, existe uma maior diversidade litológica na AML Norte, em que as rochas sedimentares são predominantes, mas complementadas por rochas magmáticas e algumas rochas com metamorfismo de contacto. Por seu turno, na AML Sul assiste-se à quase exclusividade das formações sedimentares.

Também em termos de relevo as diferenças são notórias, com a AML Norte a apresentar um relevo genericamente concordante com a estrutura, embora se identifiquem superfícies de aplanamento junto ao litoral devido à acção marinha. Trata-se de um relevo mais acidentado em virtude dos relevos de costeira e do encaixe da rede hidrográfica, estando, por isso, mais exposto aos agentes da geodinâmica externa. Os declives acentuados das vertentes e a intercalação de camadas com diferentes composições tornam a AML Norte mais susceptível à ocorrência de movimentos de vertente, sobretudo nos seus concelhos mais a norte. Nesta sub-região, as bacias hidrográficas são quase todas de pequena dimensão, o que favorece, em conjunto com o relevo e a litologia, a ocorrência de cheias rápidas. Em contraponto, a evolução da AML Sul justifica o seu relevo menos vigoroso. A excepção é a da cadeia da Arrábida, onde existem relevos de costeira e de tipo *hog-back*. É nesta área que a rede hidrográfica apresenta um maior entalhe, embora se verifiquem ravinamentos noutros locais da AML Sul.

A serra de Sintra e a cadeia da Arrábida são os dois elementos que mais se destacam na paisagem das respectivas sub-regiões. Apesar da sua génese e características serem bastante distintas, é aí que se encontram os dois pontos com maior altitude na AML.

A linha de costa é igualmente distinta nestes dois territórios. A AML Norte possui uma costa rochosa e escarpada, com praias pequenas, encastradas ou estuarinas. A AML Sul apresenta uma extensa costa arenosa entre a Trafaria e a praia das Bicas (a sul da Lagoa de Albufeira), sendo que a restante costa apresenta características semelhantes às da AML Norte. As características da costa estão intimamente relacionadas com a posição geográfica e a natureza das formações existentes nos dois territórios. O litoral de arriba da AML Norte é formado por rochas carbonatadas/margosas e encontra-se exposto à ondulação dominante e em situação de défice sedimentar. Por outro lado, a costa arenosa da AML Sul (entre a Trafaria e a praia das Bicas) encontra-se em posição de abrigo face à ondulação de NW, beneficiando também do fornecimento sedimentar proveniente do rio Tejo.

## NOTA DOS/AS AUTORES/AS


Na escala temporal utilizada, as flutuações atuais e recentes (holocénicas) do nível do mar são de pequeníssima amplitude. Porém, não pode deixar de se mencionar a subida do nível do mar que desde o final da Pequena Idade do Gelo (séc. XIX) se tem vindo a registar e que não tem sido constante, entre 1,5mm/ano no século passado a 3mm/ano nos primeiros anos deste século (Antunes, 2019; Antunes *et al.*, 2019; Antunes & Taborda, 2009). Contudo, e como o tipo de costa dominante na AML é de costa de arriba, esta subida não é ainda relevante. Exceptua-se o troço arenoso de Costa de Caparica e a área da foz do rio Tejo. No primeiro, os galgamentos oceânicos são frequentes, o que levou à parcial artificialização da costa e, mais recentemente, ao modelo de defesa ligeira, i.e., alimentação artificial da praia e dunas, com custos elevados para o erário público (Santos *et al.*, 2017). Há várias décadas que diversos autores (nomeadamente Dias *et al.*, 1994) referem o problema do deficiente ordenamento como causa importante da erosão costeira, a par do défice de sedimentos, da subida do nível do mar e da presença de estruturas de defesa pesadas. A situação existente na Costa de Caparica, com troços em elevada erosão e frequentes galgamentos oceânicos, assim como sucede noutros troços costeiros baixos e arenosos, é o resultado de todos estes elementos forçadores e, sobretudo, do deficiente ordenamento do território, que permitiu a construção em dunas e a instalação de estruturas de defesa pesada perpendiculares e longitudinais à costa, interrompendo a dinâmica natural praia-duna e a circulação de sedimentos na deriva litoral. Este tipo de (des)ordenamento, associado à subida do nível do mar e à diminuição do afluxo de sedimentos (em consequência da sua retenção pelas barragens), conduziu à situação actual. No caso do estuário do Tejo é sobretudo na margem norte, mais antropizada e mais baixa, que a subida do nível do mar terá mais impactes, como já se vê em ocasião de temporais durante a maré cheia, originando o galgamento dos diques de protecção do passeio público e das marinas.

## AGRADECIMENTOS

Esta investigação foi financiada pela Fundação para a Ciência e a Tecnologia (FCT) através da bolsa de Doutoramento com a referência SFRH/BD/96632/2013 e pelo Centro de Estudos Geográficos da Universidade de Lisboa (CEG-UL): UIDB/00295/2020 e UIDP/00295/2020.

## ORCID ID

Miguel Leal  <https://orcid.org/0000-0002-7361-0542>

Ana Ramos-Pereira  <https://orcid.org/0000-0002-2211-1321>



## CONTRIBUTOS DOS/AS AUTORES/AS

**Miguel Leal:** Conceptualização; Software; Análise formal; Investigação; Escrita – preparação do esboço original; Redação – revisão e edição; Visualização. **Ana Ramos-Pereira:** Conceptualização; Análise formal; Investigação; Escrita – preparação do esboço original; Redação – revisão e edição; Visualização.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alcoforado, M. J., Andrade, E., Neves, M., & Vieira, G. (1993). Climas locais da Arrábida no Inverno [Local climates of Arrábida in winter]. *Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia*, XXVIII(55-56), 215-228. <https://doi.org/10.18055/Finis1870>
- Alley, R. B. (2007). Wally Was Right: Predictive Ability of the North Atlantic “Conveyor Belt” Hypothesis for Abrupt Climate Change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 35, 241-272. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.35.081006.131524>
- Almeida, C., Mendonça, J. J. L., Jesus, M. R., & Gomes, A. J. (2000). *Sistemas de Aquíferos de Portugal Continental. Sistema aquífero: Bacia do Tejo-Sado/Margem Esquerda (T3)* [Aquifer Systems in Mainland Portugal. Aquifer system: Tagus-Sado Basin/Left Bank (T3)]. *Sistemas Aquíferos de Portugal Continental*, Lisboa.
- Almeida, F. M. (1986). *Carta Geológica do Concelho de Lisboa* [Geological Chart of the Municipality of Lisbon]. Escala 1/10.000, folha 3.
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W., & Monteiro, J. H. (2002). Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). *Marine and Petroleum Geology*, 19, 727-754. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00036-3](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00036-3)
- Antunes, M. T., Elderfield, H., Legoinha, P., Nascimento, A., & Pais, J. (1999). A stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setubal Peninsula, Portugal) depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 3-15. <http://hdl.handle.net/10362/4167>
- Antunes, M. T., Legoinha, P., Cunha, P. P., & Pais, J. (2000). High resolution stratigraphy and miocene facies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal). *Ciências da Terra*, 14, 183-190. <http://hdl.handle.net/10362/4707>
- Bohaty, S. M., & Zachos, J. C. (2003). Significant Southern Ocean warming event in the late middle Eocene. *Geology*, 31, 1017-1020. <https://doi.org/10.1130/G19800.1>
- Boulila, S., Galbrun, B., Miller, K. G., Pekar, S. F., Browning, J. V., Laskar, J., & Wright, J. D. (2011). On the origin of Cenozoic and Mesozoic “third-order” eustatic sequences. *Earth-Science Reviews*, 109, 94-112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.09.003>
- Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., Putnam, A. E. (2010). Putting the Younger Dryas cold event into context. *Quaternary Science Review*, 29, 1078-1081. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.02.019>
- Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., & Munsch, M. (2011). Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. *Nature Geoscience*, 4, 549-553. <https://doi.org/10.1038/NGEO1201>
- Brum Ferreira, A. (2005). Formas do relevo e dinâmica geomorfológica [Landforms and geomorphological dynamics]. In C. A. Medeiros (Ed.), *Geografia de Portugal – o Ambiente Físico* [Geography of Portugal – the Physical Environment] (pp. 53-255). Círculo de Leitores.
- Brune, S., Williams, S. E., Butterworth, N. P., & Müller, R. D. (2016). Abrupt plate accelerations shape rifted continental margins. *Nature*, 536, 201-204. <https://doi.org/10.1038/nature18319>
- Carlson, A. E. (2010). What Caused the Younger Dryas Cold Event? *Geology*, 38, 383-384. <https://doi.org/10.1130/focus042010.1>
- Coelho, A. V. P. (1974). Tectónica comum na génese dos maciços de Sintra, Sines e Monchique (nota prévia) [Tectonics common in the genesis of the Sintra, Sines and Monchique massifs (previous note)]. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XIX XIX, 81-89.

- Cruces, A., Lopes, I., Freitas, M. C., & Andrade, C. (2002). *A Geologia no Litoral Parte I: Do Tejo à Lagoa de Albufeira* [The Geology on the Coast Part I: From the Tagus to the Lagoa de Albufeira].
- Cunha, P. P. (2019). Cenozoic Basins of Western Iberia: Mondego, Lower Tejo and Alvalade Basins. In C. Quesada & J. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 105-130). Vol. 4. Springer.
- Cunha, P. P., A. Martins, A., & Porto Gouveia, M. (2016). As escadarias de terraços do Ródão à Chamusca (Baixo Tejo) – caracterização e interpretação de dados sedimentares, tectónicos, climáticos e do Paleolítico [The terraced stairs from Ródão to Chamusca (Baixo Tejo) – characterization and interpretation of sedimentary, tectonic, climatic and Paleolithic data]. *Estudos do Quaternário/Quaternary Studies*, 2016, 1-24. <https://doi.org/10.30893/eq.v0i14.116>
- Dewey, J. F., Helman, M. L., Knott, S. D., Turco, E., & Hutton, D. H. W. (1989). Kinematics of the western Mediterranean. In M. P. Coward, D. Dietrich & R. G. Park (Eds.), *Alpine Tectonics* (pp. 265-283). Geological Society London Special Publications.
- Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A., & Magalhães, F. (2000). Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present – A synthesis. *Marine Geology*, 170, 177-186. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00073-6](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00073-6)
- Dias, J. M. A., Ferreira, O., & Ramos-Pereira, A. (1994). *Estudo sintético de diagnóstico da geomorfologia e da dinâmica sedimentar dos troços costeiros entre Espinho e Nazaré* [Synthetic diagnostic study of the geomorphology and sedimentary dynamics of the coastal sections between Espinho and Nazaré]. Lisboa.
- Dias, R., & Pais, J. (2009). Homogeneização da Cartografia Geológica do Cenozóico da Área Metropolitana de Lisboa (AML) [Homogenization of the Geological Cartography of the Cenozoic of the Lisbon Metropolitan Area (LMA)]. *Comun. Geológicas*, 96, 39-50.
- Fonseca, A. F., Zêzere, J. L. & Neves, M. (2014). Geomorphology of the Arrábida Chain (Portugal). *Journal of Maps*, 10(1), 103-108. <https://doi.org/10.1080/17445647.2013.859637>
- Frakes, L. A. (1999). Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In E. Barrera & C. Johnson (Eds.), *Evolution of Cretaceous Ocean-Climate System* (pp. 49-57). Special Paper 332. Geological Society of America.
- Freire, P. (1999). Evolução morfo-sedimentar de margens estuarinas (estuário do Tejo, Portugal) [Morpho-sedimentary evolution of estuarine banks (Tejo estuary, Portugal)]. [Tese de doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa]. Repositório da Universidade de Lisboa. <http://repositorio.lnec.pt:8080/xmlui/handle/123456789/8729>
- Gaina, C., Roest, W. R., & Müller, R. D. (2002). Late Cretaceous-Cenozoic deformation of Northeast Asia. *Earth and Planetary Science Letters*, 197, 273-286. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00499-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00499-5)
- Gong, Z., Langereis, C. G., Mullender, T. A. T. (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters*, 273, 80-93. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.016>
- Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeogr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 23-37. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00229-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00229-7)
- Haq, B. U., & Al-Qahtani, A. M. (2005). Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia*, 10, 127-160.
- Hardenbol, Jan, Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, Thierry, de Graciansky, P.-C., & Vail, P. R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In P.-C. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin & P. Vail (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (pp. 3-13). Special Publications.
- Harrison, C. (1990). Long-Term Eustasy and Epeirogeny in Continents. In R. R. Revelle (Ed.), *Sea-Level Change* (pp. 141-158). National Academy Press.
- Holz, M. (2015). Mesozoic paleogeography and paleoclimates – A discussion of the diverse greenhouse and hothouse conditions of an alien world. *Journal of South American Earth Sciences*, 61, 91-107. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.01.001>
- Hosseinpour, M., Williams, S., Seton, M., Barnett-Moore, N., & Müller, R. D. (2016). Tectonic evolution of Western Tethys from Jurassic to present day: coupling geological and geophysical

- data with seismic tomography models. *International Geology Review*, 58, 1616-1645. <https://doi.org/10.1080/00206814.2016.1183146>
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., & Masini, E. (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, 1-24. <https://doi.org/10.1029/2008TC002406>
- Kerrick, D. M., & Caldeira, K. (1998). Metamorphic CO<sub>2</sub> degassing from orogenic belts. *Chemical Geology*, 145, 213-232. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00144-7](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00144-7)
- Kidder, D. L. & Worsley, T. R. (2012). A human-induced hothouse climate? *GSA Today*, 22, 4-11. <https://doi.org/10.1130/G131A.1>
- Kidder, D. L., & Worsley, T. R. (2010). Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295, 162-191. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.05.036>
- Kneller, E. A., Johnson, C. A., Karner, G. D., Einhorn, J., & Queffelec, T. A. (2012). Inverse methods for modeling non-rigid plate kinematics: Application to mesozoic plate reconstructions of the Central Atlantic. *Computers & Geosciences*, 49(2012), 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.06.019>
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., & Martins, L. (2006a). A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica [The Lusitanian Basin: Stratigraphy, Paleogeography and Tectonics]. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal No Contexto Da Ibéria* [Geology of Portugal in the Context of Iberia] (pp. 317-368). Universidade de Évora.
- Kullberg, J. C., Terrinha, P., Pais, J., Reis, R. P., & Legoinha, P. (2006b). Arrábida e Sintra: dois exemplos de tectónica pós-rifting da bacia Lusitaniana [Arrábida and Sintra: two examples of post-rifting tectonics in the Lusitanian basin]. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal No Contexto Da Ibéria* [Geology of Portugal in the Context of Iberia] (pp. 369-396). Universidade de Évora.
- Kullberg, M. C., & Kullberg, J. C. (2000). Tectónica da região de Sintra [Sintra region tectonics]. *Mem. Geociências, Mus. Nac. Hist. Nat. Univ. Lisboa*, 2, 1-34.
- Labails, C., Olivet, J. L., Aslanian, D., & Roest, W. R. (2010). An alternative early opening scenario for the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 355-368. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.024>
- Martins, A., & Cunha, P. (2017). Evolução da paisagem e dinâmica sedimentar do rio Tejo em Portugal, durante o plistocénico – registo em perfis longitudinais regularizados com substrato rochoso e nos de leito aluvial [Landscape evolution and sedimentary dynamics of the Tagus River in Portugal, during the Pleistocene – record in longitudinal profiles regularized with rocky substrate and in alluvial bed]. In A. Perez Filho & R. Amorim (Eds.), *Os Desafios Da Geografia Física Na Fronteira Do Conhecimento* [The Challenges of Physical Geography at the Frontier of Knowledge] (pp. 3110-3117). Instituto de Geociências.
- Mendonça, J. L., & Cabral, J. (2003). Identificação de falhas na Bacia Cenozóica do Tejo através de técnicas de investigação hidrogeológica [Identification of faults in the Cenozoic Tagus Basin through hydrogeological investigation techniques]. *Comun. do Inst. Geológico e Min.*, 90, 91-102.
- 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*, 80(310), 1293-1298. <https://doi.org/10.1126/science.1116412>
- Mira Azevêdo, T. (1982). O sinclinal de Albufeira: evolução pós-miocénica e reconstituição paleogeográfica [The Albufeira syncline: post-Miocene evolution and paleogeographic reconstitution]. [Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa]. Repositório da Universidade de Lisboa. [https://opac.fct.unl.pt/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=12460&shelfbrowse\\_itemnumber=12529](https://opac.fct.unl.pt/cgi-bin/koha/opac-detail.pl?biblionumber=12460&shelfbrowse_itemnumber=12529)
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G., Castellort, S., Christophoul, F., & Masini, E. (2014). Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*, 33, 2283-2314. <https://doi.org/10.1002/2014TC003663>
- Mudelsee, M., Bickert, T., Lear, C. H., & Lohmann, G. (2014). Cenozoic climate changes: A review based on time series analysis of marine benthic

- δ18O records. *Reviews of Geophysics*, 52, 333-374. <https://doi.org/10.1002/2013RG000440>
- Müller, R. D., Sdrolias, M., Gaina, C., Steinberger, B., & Heine, C. (2008). Long-term sea-level fluctuations driven by ocean basin dynamics. *Science*, 80(319), 1357-1362. <https://doi.org/10.1126/science.1151540>
- Muñoz, J. A. (1992). Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. In K. R. McClay (Ed.), *Thrust Tectonics* (pp. 235-246). Springer.
- Naliboff, J. B., Buitter, S., Péron-Pinvidic, G., Osmundsen, P.T., & Tetreault, J. (2017). Complex fault interaction controls continental rifting. *Nature Communications*, 8, 1179 <https://doi.org/10.1038/s41467-017-00904-x>
- Pagani, M., Zachos, J. C., Freeman, K. H., Tipple, B., & Bohaty, S. (2005). Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene. *Science*, 80(309), 600-603. <https://doi.org/10.1126/science.1110063>
- Pais, J., Cunha, P., Legoinha, P., Dias, R. P., Pereira, D., Ramos, A. (2013). Cenozóico das Bacias do Douro (sector ocidental), Mondego, Baixo Tejo e Alvalade [Cenozoic of the Douro Basins (western sector), Mondego, Baixo Tejo and Alvalade]. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* [Geology of Portugal] (pp. 461-532). Vol. II. Livraria Escolar Editora.
- Pais, J., Cunha, P., & Legoinha, P. (2010). Litostratigrafia do Cenozóico de Portugal [Cenozoic lithostratigraphy of Portugal]. In J. Neiva, A. Ribeiro, L. Victor, F. Noronha, M. Ramalho (Eds.), *Ciências Geológicas: Ensino e Investigação* [Geological Sciences: Teaching and Research] (pp. 365-376). Associação Portuguesa de Geólogos.
- Pais, J., Cunha, P. P., Pereira, D., Legoinha, P., Dias, R., Moura, D., Brum da Silveira, A., Kullberg, J. C., & González-Delgado, J. A. (2012). *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal): A Cenozoic record in the European Atlantic Domain*. Springer.
- Pearson, P. N., Palmer, M. R. (2000). Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature*, 406, 695-699. <https://doi.org/10.1038/35021000>
- Pereira, R., & Alves, T. M. (2011). Margin segmentation prior to continental break-up: A seismic-stratigraphic record of multiphased rifting in the North Atlantic (Southwest Iberia). *Tectonophysics*, 505, 17-34. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.03.011>
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., Sawyer, D. S. (2007). Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics* 26, 1-19. <https://doi.org/10.1029/2006TC001970>
- Pimentel, N., & Mira Azevêdo, T. (1994). Etapas e controlo alpino da sedimentação na bacia do Sado (SW de Portugal) [Alpine sedimentation stages and control in the Sado basin (SW Portugal)]. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 229-238.
- Pinheiro, L. M., Wilson, R., Reis, R. P. Dos, Whitmarsh, R. B., & Ribeiro, A. (1996). The Western Iberia Margin: a Geophysical and Geological Overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149, 3-23. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.149.246.1996>
- Plint, A. G., Eyles, N., Eyles, C. H., & Walker, R. G. (1992). Control of Sea Level Change. In R. Walker & N. James (Eds.), *Facies Models: Response to Sea Level Change* (pp. 15-26). Geological Association of Canada.
- Plyusnina, E., Ruban, D. A., Conrad, C. P., dos Anjos Zeffass, G. de S., & Zeffass, H. (2016). Long-term eustatic cyclicity in the Paleogene: a critical assessment. *Proceedings of the Geologists' Association*, 127, 425-434. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2016.03.006>
- Quintana, L., Pulgar, J. A., & Alonso, J. L. (2015). Displacement transfer from borders to interior of a plate: A crustal transect of Iberia. *Tectonophysics*, 663, 378-398. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.08.046>
- Ramalho, M., Pais, J., Rey, J., Berthou, P. Y., Matos Alves, C. A., Palácios, T., Leal, N., & Kullberg, M. C. (1993). *Notícia explicativa da folha 34-A Sintra*. Serviços Geológicos de Portugal.
- Ramos-Pereira, A. (2003). Geografia Física e Ambiente [Physical Geography and Environment]. In Área Metropolitana de Lisboa (Ed.), *Atlas Da Área Metropolitana de Lisboa* (pp. 44-65) [Atlas of the Lisbon Metropolitan Area]. AML.
- Ramos-Pereira, A., Dias, J. M. A., & Laranjeira, M. (1994). A evolução holocénica da linha de costa da baía de Lagos [The Holocene evolution of the Lagos Bay shoreline]. In A. Ramos-Pereira, H. Regnaud, J. Dias & M. Laranjeira (Eds.), *Contribuições Para a Geomorfologia e Dinâmicas Litorais Em Portugal* [Contributions to Coastal Geomorphology and Dynamics in Portugal] (pp. 75-89). Centro de Estudos Geográficos.

- Ramos-Pereira, A., Ramos, C., Danielsen, R., Trindade, J., Soares, A. M., Granja, H., Martins, J., Portela, P., Torres, A., Costa, A. L., & Araújo-Gomes, J. (2019). Late Holocene Natural and Man Induced Environmental Changes in the Western Iberian coast: assessing forcing factors. In A. Ramos-Pereira, M. Leal, R. Bergonse, J. Trindade & E. Reis (Eds.), *Água e Território. Um Tributo à Catarina Ramos* [Water and Territory. A Tribute to Catarina Ramos] (pp. 217-249). Centro de Estudos Geográficos.
- Ramos, C., & Ramos-Pereira, A. (2020). Paleogeographic evolution, tectonics and geomorphology. In G. Vieira, J. L. Zêzere & C. Mora (Eds.), *Landscapes and Landforms of Portugal*. Springer.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C., & Vejbæk, O. V. (1998). Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, 300, 199-225. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00241-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00241-8)
- Renssen, H., Goosse, H., Roche, D. M., & Seppä, H. (2018). The global hydroclimate response during the Younger Dryas event. *Quaternary Science Reviews*, 193, 84-97. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.05.033>
- Retallack, G. J. (2001). A 300-million-year record of atmospheric carbon dioxide from fossil plant cuticles. *Nature*, 411, 287-290. <https://doi.org/10.1038/35077041>
- Ribeiro, A. (2013). A Evolução Geodinâmica de Portugal: os ciclos Meso-Cenozóicos [The Geodynamic Evolution of Portugal: the Meso-Cenozoic cycles]. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. Kullberg (Eds.), *Geologia de Portugal* [Geology of Portugal] (pp. 9-27). Vol. II. Escolar Editora.
- Ribeiro, A. (2002). *Soft Plate and Impact Tectonics*. Springer Verlag,
- Ribeiro, O. (1968). Excursão à Arrábida [Excursion to Arrábida]. *Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia*, III(6), 257-273. <https://doi.org/10.18055/Finis2507>
- Rocha, R. B., & Soares, A. F. (1984). Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal [Some reflections on Jurassic sedimentation on the western Meso-Cenozoic border of Portugal]. *Memórias e Notícias*, 97, 133-142.
- Rodríguez Fernández, L. R., Pedrera, A., Pous, J., Ayala, C., González Menéndez, L., Ibarra, P.. & Seillé, H. (2015). Crustal structure of the south-western termination of the Alpine Pyrenean-Cantabrian Orogen (NW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, 663, 322-338. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.010>
- Roest, W. R., & Srivastava, S. P. (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*, 19, 613-616.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., & Duboz, C. (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 359, 117-129. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00442-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00442-0)
- Rowley, D. B., & Lottes, A. L. (1988). Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present. *Tectonophysics*, 155, 73-120. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90261-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90261-2)
- Royer, D. L. (2013). Atmospheric CO<sub>2</sub> and O<sub>2</sub> During the Phanerozoic: Tools, Patterns, and Impacts. In K. Turekian & H. Holland (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (pp. 251-267). Elsevier.
- Ruban, D. A. (2015). Mesozoic long-term eustatic cycles and their uncertain hierarchy. *Geoscience Frontiers*, 6, 503-511. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.06.001>
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A., & Zakharov, V. (1996). Eustatic curve for the Middle Jurassic-Cretaceous based on Russian Platform and Siberian stratigraphy: zonal resolution. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 80, 1433-1458.
- Sames, B., Wagneich, M., Wendler, J. E., Haq, B. U., Conrad, C. P., Melinte-Dobrinescu, M. C., Hu, X., Wendler, I., Wolfgring, E., Yilmaz, I., & Zorina, S. O. (2016). Review: Short-term sea-level changes in a greenhouse world – A view from the Cretaceous. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 441, 393-411. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.10.045>
- Santos, F. D., Lopes, A. M., Moniz, G., Ramos, L., & Taborda, R. (2017). *Grupo de Trabalho do Litoral: Gestão da Zona Costeira: O desafio da mudança* [Coastal Working Group: Coastal Zone Management: The challenge of change]. Lisboa.
- Schettino, A., & Scotese, C. R. (2005). Apparent polar wander paths for the major continents (200 Ma to the present day): A palaeomagnetic reference frame for global plate tectonic reconstructions. *Geophysical Journal International*, 163, 727-759. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02638.x>

- Schettino, A., & Turco, E. (2009). Breakup of Pangea and plate kinematics of the central Atlantic and Atlas regions. *Geophysical Journal International*, 178(2), 1078-1097. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04186.x>
- Seton, M., Müller, R. D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G... Chandler, M. (2012). Global continental and ocean basin reconstructions since 200Ma. *Earth-Science Reviews*, 113(3-4), 212-270. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.03.002>
- Sibuet, J. C. & Collette, B. J. (1991). Triple Junctions of Bay of Biscay and North-Atlantic – New Constraints on the Kinematic Evolution. *Geology*, 19(5), 522-525. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0522:T-JOB>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0522:T-JOB>2.3.CO;2)
- Sloan, L. C., Walker, J., Moore Jr., T.C., Rea, D. K., & Zachos, J. C. (1992). Possible methane-induced polar warming in the early Eocene. *Nature*, 357, 320-322. <https://doi.org/10.1038/357320a0>
- Snedden, J. W., & Liu, C. (2010). A Compilation of Phanerozoic Sea-Level Change, Coastal Onlaps and Recommended Sequence Designations. *International Journal of Geosciences*, 6(8), 65-78. [https://www.scirp.org/\(S\(i43dyn45teexjx455qlt3d2q\)\)/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1539689](https://www.scirp.org/(S(i43dyn45teexjx455qlt3d2q))/reference/ReferencesPapers.aspx?ReferenceID=1539689)
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990a). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184(3-4), 229-260. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90442-B](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90442-B)
- Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. D., Kovacs, L. C., Verhoef, J., & Macnab, R. (1990b). Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344, 756-759. <https://doi.org/10.1038/344756a0>
- Srivastava, S. P., Sibuet, J. C., Cande, S., Roest, W. R., & Reid, I. D. (2000). Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182(1), 61-76. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00231-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00231-4)
- Teixeira, C. (1962). La structure annulaire subvolcanique des massifs eruptifs de Sintra, Sines et Monchique [The subvolcanic annular structure of the eruptive massifs of Sintra, Sines and Monchique]. In Escola de Economia e Gestão (Ed.), *Estudos Científicos Oferecidos Em Homenagem Ao Prof. Doutor J. Carrington Da Costa* [Scientific Studies Offered in Homage to Prof. Doctor J. Carrington Da Costa] (pp. 461-493). Junta de Investigações do Ultramar.
- Teixell, A., Labaume, P., Ayarza, P., Espurt, N., de Saint Blanquat, M., & Lagabrielle, Y. (2018). Crustal structure and evolution of the Pyrenean-Cantabrian belt: A review and new interpretations from recent concepts and data. *Tectonophysics*, 724-725(2018), 146-170. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.01.009>
- Terrinha, P., Pueyo, E. L., Aranguren, A., Kullberg, J. C., Kullberg, M. C., Casas-Sainz, A., & Azevedo, M. (2018). Gravimetric and magnetic fabric study of the Sintra Igneous complex: laccolith-plug emplacement in the Western Iberian passive margin. *International Journal of Earth Sciences*, 107(5), 1807-1833. <https://doi.org/10.1007/s00531-017-1573-7>
- Tucholke, B. E., Sawyer, D. S., & Sibuet, J.-C. (2007). Breakup of the Newfoundland-Iberia rift. In G. D. Karner, G. Manatschal & L. Pinheiro (Eds.), *Imaging, Mapping and Modelling Continental Lithosphere Extension and Breakup*. Geological Society Special Publications.
- Vázquez-Vilchez, M., Jabaloy-Sánchez, A., Azor, A., Stuart, F., Persano, C., Alonso-Chaves, ... García-Navarro, E. (2015). Mesozoic and Cenozoic exhumation history of the SW Iberian Variscides inferred from low-temperature thermochronology. *Tectonophysics*, 663, 110-121. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.06.034>
- Veizer, J., Godderis, Y., & François, L. M. (2000). Evidence for decoupling of atmospheric CO<sub>2</sub> and global climate during the Phanerozoic eon. *Nature*, 408, 698-701. <https://doi.org/10.1038/35047044>
- Vergés, J., Kullberg, J. C., Casas-Sainz, A., de Vicente, G., Duarte, L. V., Fernández, M., ... Vegas, R. (2019). An Introduction to the Alpine Cycle in Iberia. In C. Queasada & J. T. Oliveira (Eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach* (pp. 1-14). Vol. 5. Active Processes: Seismicity, Active Faulting and Relief.
- Visser, R., & Meijer, P. (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Review*, 110(1-4), 93-110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.11.001>
- Visser, R., van Hinsbergen, D., Meijer, P. T., & Piccardo, G. B. (2013). Kinematics of Jurassic ultra-slow

- spreading in the piemonte Ligurian ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 380(2013), 138-150. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.08.033>
- Vissers, R., van Hinsbergen, D., van der Meer, D. G., & Spakman, W. (2016). Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res.*, 34(2016), 49-59. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.03.006>
- Watts, A. B., & Steckler, M. S. (1979). Subsidence and eustasy at the continental margin of eastern North America. In M. Talwani, W. Hay & W. Ryan (Eds.), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Paleoenvironment* (pp. 218-234). Maurice Ewing Series 3, American Geophysical Union.
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., & Billups, K. (2001). Trends, Rythms, and Aberration in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, 80(292), 686-693. <https://doi.org/10.1016/j.ympcv.2021.107331>
- Zêzere, J. L. (1991). As costeiras do Norte de Lisboa: evolução quaternária e dinâmica actual das vertentes [The coastal areas of northern Lisbon: quaternary evolution and current dynamics of the slopes]. *Finisterra – Revista Portuguesa de Geografia*, XXVI(51), 27-56. <https://doi.org/10.18055/Finis1908>