O BURDIGALIANO DA AMEIXOEIRA: ANÁLISE PALEONTOLÓGICA E PALEOAMBIENTAL DE AFLORAMENTO MIOCÉNICO DO SECTOR DISTAL DA BACIA DO BAIXO TEJO (IBÉRIA OCIDENTAL, PORTUGAL)

MARIA DE LURDES FONSECA*

*Biologia (Minor em Geologia), nº 43050, mlfonseca.mail@gmail.com

RESUMO

O afloramento miocénico (Burdigaliano) da Ameixoeira (Alta de Lisboa, sector distal da Bacia do Baixo Tejo, Portugal, Ibéria ocidental) tem vindo a integrar desde 2000 a colecção de cortes de referência à interpretação litostratigráfica, bioestratigráfica, cronostratigráfica e de correlação de fácies que corporiza a sistematização em uso do Neogénico do sector distal da mesma bacia (Antunes *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Pais, 2004; Pais *et al.*, 2010 e Pais *et al.*, 2012). Essa integração não suscitou nunca, contudo, esforços descritivos, tendo motivado apenas a classificação do afloramento segundo os critérios já estabelecidos para a classificação dos cortes de uso generalizado anterior e a referência aos estudos prévios, clássicos (Dollfus *et al.*, 1903-04; Choffat, 1950 e Berkeley-Cotter, 1956). O presente estudo contribui para minorar essa lacuna, intentando uma análise paleontológica do afloramento com base em métodos qualitativos (observacionais) e interpretações de cariz tafonómico e paleoecológico, bem como, sistematizando os conhecimentos disponíveis aplicáveis ao contexto deposicional em causa. Os resultados apresentam-se perfeitamente em linha com as interpretações extrapoladas da litostratigrafia de base e dos estudos paleoambientais prévios e legam uma descrição mais cabal das associações faunísticas do local, bem como uma discussão mais ampla das suas implicações paleoambientais.

PALAVRAS-CHAVE: Ameixoeira, Burdigaliano, Cenozóico, Bacia do Baixo Tejo, Portugal.

ABSTRACT

The outcrop of Ameixoeira (Alta de Lisboa, distal section of the Lower Tagus Basin, Portugal, western Iberia) of Miocene (Burdigalian) age, since 2000 integrates the collection of stratotypes used in the lithostratigraphic, biostratigraphic, cronostratigraphic and facies correlation interpretation that embodies the systematization of the Neogene currently in use for the distal sector of this basin (Antunes *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Pais, 2004; Pais *et al.*, 2010 e Pais *et al.*, 2012). This integration has never raised, however, descriptive efforts, only motivating the classification of the outcrop according to the criteria established for the classification of previous geological sections of widespread use and the reference to previous, classical, studies (Dollfus *et al.*, 1903-04; Choffat, 1950 e Berkeley-Cotter, 1956). This study contributes to reduce this gap, bringing a paleontological analysis of the outcrop based on qualitative methods (observational) and taphonomic and paleoecological oriented interpretations, as well as systematizing available knowledge applicable to the depositional context under strutiny. The results are perfectly in line with the extrapolated interpretations of reference lithostratigraphy and paleoenvironmental knowledge and bequeath a more complete description of the paleofauna of the local associations, as well as a broader discussion of their paleoenvironmental implications.

KEY-WORDS: Ameixoeira, Burdigalian, Cenozoic, Lower Tagus Basin, Portugal.

Introdução

A Bacia do Baixo Tejo (BBT) situa-se na margem ocidental da placa Ibérica, apresentando um alinhamento NE-SW e ocupando uma área extensa em Portugal (260 km de comprimento e 80 km de largura), estendendo-se da região costeira de Lisboa e da Península de Setúbal até além da fronteira com Espanha na região de Castelo Branco (Beira Baixa) (Pais *et al.*, 2012: 31). O seu preenchimento predominantemente neogénico, de natureza quase siliciclástica, apresenta diversas inconformidades sedimentares, nomeadamente de tipo angular, associadas à evolução geodinâmica da placa Ibérica (Antunes *et al.*, 2000: 183), evolução particularmente activa no período, produtora de uma riqueza e diversidade de contextos paleoambientais e de associações faunísticas e florísticas

que ficaram registados na sua quase totalidade nesse preenchimento sedimentar regular, de abundante e acelerado acarreio, e que justificam o grande interesse que desde há mais de dois séculos motivou os cientistas naturais para a sua análise (Ribeiro *et al.*, 1979). O presente estudo tem como objectivo caracterizar do ponto de vista (macro) paleontológico e paleoambiental o afloramento neogénico (Burdigaliano) da Ameixoeira, situado no sector distal da BBT, a norte (Figura 1), usando para tal uma metodologia qualitativa, descritiva, sustentada no recenseamento do conteúdo fóssil das camadas individualizadas em corte, na sua observação e interpretação do ponto de vista tafonómico e na discussão das extrapolações paleoambientais que daí se retiram.

1. O estudo do Neogénico da Bacia do Baixo Tejo (BBT)

Duplamente centenária, a análise geológica do Neogénico da BBT repousa sobre contributos diversificados e distintos produzidos por alguns dos mineralogistas, sedimentólogos e paleontólogos mais influentes do seu tempo. Individualizamos, baseados em Antunes e Pais (1993), Antunes *et al.* (1999) e Pais (2004) bem como na reflexão acerca das publicações pertinentes das últimas duas décadas, cinco fases de desenvolvimento desses estudos, fases essas que, articuladas, nos legam a compreensão do estado actual da arte desta análise.

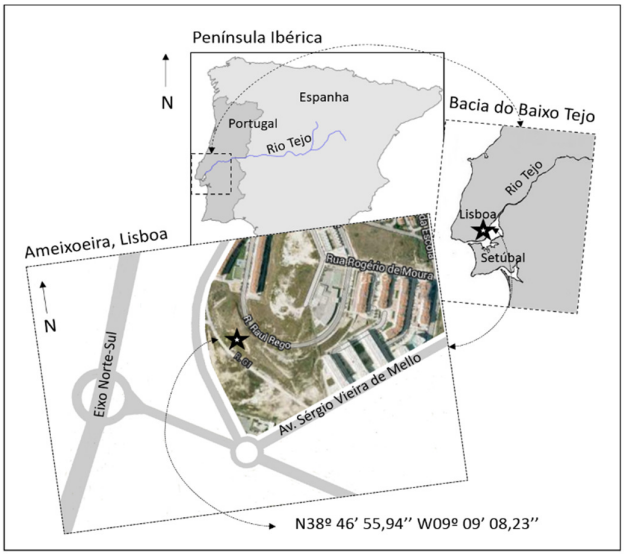

Figura 1: Localização do Afloramento em estudo

Fase 1: Exploração (transição do século XVIII para o século XIX): protagonizada por Teodoro de Almeida (1762) e José Bonifácio de Andrada e Silva (1817) (Antunes *et al.*, 1999: 4).

Fase 2: Descrição e primeiras tentativas de correlação (meados do século XIX): protagonizada, no que à descrição diz respeito, pelo Barão Von Eschwege (1831) Daniel Sharpe (1834, 1841) e Carlos Ribeiro (1878). Sowerby and Smith (Smith, 1847) apresentam a primeira tentativa de correlação do Miocénico português com o francês, suíço, italiano e austríaco (Antunes *et al.*, 1999: 5).

Fase 3: Classificação (primeiros três quartéis do século XX): protagonizada por Berkeley-Cotter (Dollfus *et al.*, 1903-04 e Berkeley-Cotter, 1956), Paul Choffat (1950), Georges Zbyszewski (obras diversas entre 1937-1967 detalhadas em S/a, 1984 e em Antunes *et al.*, 1999: 15) e Carvalho (1968). Contributos paleontológicos decisivos para os trabalhos estratigráficos desses autores são protagonizados pelo suíço Oswald Heer e pelos franceses de Loriol, Dollfus e Roman.

Fase 4: Correcção litostratigráfica e cronostratigráfica por diversificação metodológica e (re)classificação ampliada (anos 80 e 90 do século XX): protagonizada por Telles Antunes e sua

escola na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa (Barbosa, Legoinha, Nascimento e Pais, essencialmente) com contributos teóricos relevantes de Pedro Proença e Cunha da Universidade de Coimbra (1992) quer integrado quer não integrado no grupo anterior. Súmula conjunta desta fase encontra-se em Antunes *et al.*, 2000.

Fase 5: Interpretação integrada (século XXI): protagonizada essencialmente pelos herdeiros da escola de Telles Antunes na Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa (em particular, trabalhos recentes de João Pais).

As primeiras três fases redundaram na disponibilização de dados descritivos de cariz litostratigráfico e paleontológico, aliados a aproximações preliminares de cariz cronostratigráfico, desfechando no estabelecimento do referencial litostratigráfico usado na análise do Neogénico da BBT até à actualidade: as unidades ("Divisões", hoje equivalentes a Formações) de Cotter (Berkeley-Cotter, 1956). Da quarta fase foi herdado o reposicionamento cronostratigráfico das unidades de Cotter baseado na análise de macro e micro fósseis de idade (nomeadamente pequenos mamíferos, flora, foraminíferos e ostracodos), em métodos de datação absoluta isotópica (K/Ar em glauconites e $^{87}Sr/^{86}Sr$) e na análise da evolução dos isótopos de O e C. Estudos paleomagnéticos foram também realizados, mas sem sucesso relevante (Antunes *et al.*, 1999: 4). Concluiu-se que as estimativas de Cotter estavam globalmente desviadas, sendo 3-5 Ma (em média) mais antigas do que o autor supunha, o que equivaleu a uma reclassificação dos Andares atribuídos às suas unidades. As unidades de Cotter constituem ainda hoje a referência litostratigráfica básica para a interpretação do Neogénico da BBT enquanto "unidades litostratigráficas informais" (Antunes *et al.*, 1996: 61). Sistematizações de referência foram produzidas por essa diversificação metodológica e tecnológica, abrindo caminho a novos critérios de (re)classificação estratigráfica e paleoambiental, nomeadamente: individualização de unidades alostratigráficas (Cunha, 1992), estabelecimento de sequências deposicionais alargadas (6 em Ribeiro *et al.*, 1979 com continuidade até Antunes *et al.* (1993), 7 em Antunes e Pais (1993), 8 em Antunes *et al.*, 1999 e 10 em Antunes *et al.*, 2000), num processo demorado de resolução de incongruências diversas e de tentativa de aproximação a modelos mais amplos, nomeadamente à classificação de ciclos eustáticos de 3ª ordem de Haq *et al.*, 1987). Em 2000, Cachão e Silva distinguem 3 ciclos marinhos deposicionais de 2ª ordem, um exercício semelhante ao intentado por Antunes *et al.* em 1996 para ciclos de 3ª ordem e que redundou no estabelecimento de 4 ciclos ou, como se apresentaria em Antunes *et al.* (2000) 3 ciclos deposicionais de 2ª ordem e 3 ciclos deposicionais de 3ª. Ainda em 2000, Antunes e colaboradores propõem uma classificação de 5 associações de fácies e de ambientes sedimentares destinadas a caracterizar o Miocénico da BBT. Uma classificação de descontinuidades foi, por fim, aproximada e paulatinamente melhorada redundando actualmente na classificação de 9 e na carência de confirmação de uma 10ª (Pais *et al.*, 2010: 367).

A fase actual de desenvolvimento do estudo do Neogénico da BBT floresce sobre o estabelecimento de consensos alargados na comunidade científica acerca da litostratigrafia, cronostratigrafia, sedimentologia, paleontologia e ciclicidade eustática típicas quer do Miocénico em geral, quer do Neogénico em particular, da região (ver Dias *et al.*, 2012, por exemplo), consensos esses que criaram as condições para a tentativa de interpretação geograficamente mais ampla e teoricamente mais ambiciosa, que actualmente se observa e que se concretiza, nomeadamente, na tentativa do estabelecimento de correlações finas a nível nacional, ibérico e europeu bem como no intrincar das diversas lógicas disciplinares geológicas específicas em explicações cada vez mais complexas dos processos envolvidos na história desta bacia (Pais, 2004; Pais *et al.*, 2012, por exemplo).

2. O sector distal da BBT e o Afloramento Burdigaliano da Ameixoeira

Um dos efeitos da orogenia alpina durante o Miocénico foi a diferenciação de grabens de orientação NNE-SSW (a BBT contando-se entre eles), grabens esses que começaram a ser preenchidos no Eoceno Médio (Pais *et al.*, 2012: 1) mas que acumularam sedimentos predominantemente miocénicos de espessura variável: 1200 metros na sua secção mais funda e um máximo de 300 metros no sector distal da BBT (Pais *et al.*, 2012: 32), sector correspondente às áreas SE de Lisboa e da Península de Setúbal e ao interface com o oceano Atlântico (Antunes *et al.*, 1999: 4), caracterizando-se pois pela sucessão de uma sedimentação predominantemente estuarina para uma de tipo marinho (Antunes *et al.*, 2000: 183). O preenchimento miocénico do sector distal da BBT corresponde a fácies marinhos muito amplos que se espraiam de tipos litorais, marinhos de baixa profundidade e recifais a ambientes marinhos de maior profundidade. As unidades transicionais, não marinhas, variam de ambientes dunares a bancos de ostras estuarinos, deltaicos e mesmo fluviais. O registo sedimentar encontrado nesta Bacia apresenta-se como especialmente interessante, devido a cobrir com enorme riqueza de informação e toda a extensão do Miocénico (Antunes *et al.*, 1999: 12). Bacia endorreica durante o Paleogénico, a BBT só ficou ligada ao mar, aparentemente pelo sul, durante o Aquitaniano, conexão a que se juntou outra, ocidental, durante o Burdigaliano (Pais, 2004: 233), período que (à semelhança do restante Neogénico) foi marcado por ciclos transgressivos e regressivos marinhos que enriqueceram o interesse teórico desse registo e explicam a variação considerável e acelerada de fácies e de floras e faunas características bem como inconformidades sedimentares diversas (Pais *et al.*, 2012: 3).

Diversos afloramentos e furos foram usados desde o início do estudo do Neogénico da BBT como fontes primárias de informação geológica. Alguns integraram-se no sector distal da BBT e foram situados na sua totalidade ou em parte no Burdigaliano. Este estudo foca-se sobre um deles: o afloramento da Ameixoeira, Alto do Lumiar, Lisboa, afloramento que, não sendo uma referência alargada e tradicional na caracterização do Burdigaliano do sector distal da BBT foi recentemente usado em diversos estudos, nomeadamente Antunes *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Pais, 2004; Pais

et al., 2010 e Pais *et al.*, 2012, uso esse que suscitou a proposta de um seu enquadramento litostratigráfico, cronostratigráfico, alostratigráfico, eustático e paleoambiental. Trata-se contudo de um enquadramento meramente formal (mera consideração em tabelas comparativas), carecendo de caracterização efectiva, tanto de cariz descritivo como interpretativo. O presente trabalho quer contribuir para o preenchimento dessa lacuna.

Contributo das fases 1 e 2: primeiras descrições

Com relevância para a interpretação do afloramento da Ameixoeira, estão três contributos clássicos: a descoberta de Carlos Ribeiro na Quinta do Bacalhau d'"os primeiros vegetais fósseis no solo terciário português" (Berkeley-Cotter, 1956: 89), o seu estudo e notabilização na obra de Oswald Heer (*Contributions à la Flore Fossile du Portugal*, Lisboa, 1881) (Berkeley-Cotter, 1956: 89) e o contributo de de Loriol (1896) para o estudo da paleofauna da região, nomeadamente dos seus equinodermes.

Contributo da fase 3: posicionamento do afloramento nas unidades de Berkeley-Cotter

Berkeley-Cotter (1956) concretiza e aprofunda aquilo que tinha sido no essencial já estabelecido por si em Dollfus *et al.* (1903-04), permitindo situar litostratigraficamente o afloramento em estudo na divisão IVb e na divisão Va1 que integra a sua sistematização. Essa atribuição é compatível com outros estudos (Antunes *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Pais, 2004; Pais *et al.*, 2010 e Pais *et al.*, 2012).

Tanto em Dollfus *et al.* (1903-04: 2,3) como em Berkeley-Cotter (1956: 89-96) a divisão IVb aparece designada como "Areias, argilas e molasso arenoso com *Ostrea crassissima* e impressões vegetais da Quinta do Bacalhau". A divisão Va1 é designada em Dollfus *et al.* (1903-04: 2,3) como "Molasso calcário e arenito de *Pecten scabrelus* do Casal Vistoso", sendo ligeiramente modificada em Berkeley-Cotter (1956: 96-100) como "Molasso calcário de *Pecten scabrelus* do Casal Vistoso e da Musqueira – Bromo". Hoje essas designações foram taxonomicamente modernizadas e compactadas respectivamente para "Areias de Quinta do Bacalhau" e "Calcário com *Chlamys scabrella* do Casal Vistoso" (Dias *et al.*, 2012: 488-489).

Contributos das fases 4 e 5: requalificação cronostratigráfica e classificação alargada

A Formação IVb foi pelos clássicos situada no Burdigaliano Superior e a Va1 no Helveciano Inferior. Hoje, contudo, como adiante se detalha, elas são hoje situadas, respectivamente, no Burdigaliano e no Burdigaliano Superior (Dias *et al.*, 2012: 485, entre outros). Quanto à sua posição nas classificações propostas temos:

1. Posicionamento nas sequências deposicionais (Antunes *et al.*, 1993, Antunes e Pais (1993), Antunes *et al.*, 1999, Antunes *et al.*, 2000): unidade IVb de Cotter integrada na sequência

deposicional B1 atribuída ao Burdigaliano Médio (inclui unidades III a IVb) e unidade Va1 integrada na sequência deposicional B2 atribuída ao Burdigaliano Superior (inclui unidades Va1 e Va2).

2. Posicionamento nos ciclos marinhos deposicionais de: Antunes *et al.* (1996): unidade IVb integra o 1º ciclo deposicional – Burdigaliano (inclui IVa) e unidade Va1 integra o 2º ciclo deposicional – Burdigaliano Superior (inclui Va2); Antunes *et al.*, 2000: unidade IVb integra o 2º ciclo deposicional (TB2.1) – Burdigaliano (inclui IVa) e unidade Va1 integra o 2º ciclo deposicional (TB2.2) – Burdigaliano Superior (inclui Va2); Cachão e Silva (2000): o 1º ciclo deposicional identificado corresponde à transgressão do início do Burdigaliano com efeitos em IVb.
3. Posicionamento nas associações de fácies e de ambientes sedimentares de Antunes *et al.* (2000): unidade IVb é classificada como Af5 (arenitos grosseiros a intermédios e argilas com restos de plantas e de pequenos mamíferos) e unidade Va1 como Af2 (litoral a estuarino, infratidal (biocalcarenitos e margas, com moluscos).
4. Posicionamento na classificação de descontinuidades deposicionais em Pais *et al.* (2010): unidade IVb é interpretada como assentando sobre D4 e encimada por D5 e unidade Va1 é interpretada como assentando sobre D5 e encimada por D6.

3. Unidade IVb: "Areias da Quinta do Bacalhau"

Caracterização da unidade na literatura

Cotter sustentou a sua descrição num corte na Quinta do Peixinho (200m a NNO do Casal Ventoso e a 500m ao N da Quinta do Bacalhau) com espessura de 34-35 metros, que descreve pormenorizadamente (Berkeley-Cotter, 1956: 90-93). As descrições actuais tomam partido de informação referente a oito fontes fundamentais: corte de Foz da Fonte, corte do Penedo, furos da Charneca e Corroios, corte de Almada, corte de Lisboa, corte da Ameixoeira e corte de Santa Íria da Azóia (Antunes *et al.*, 2000; Legoinha, 2001; Pais, 2004; Pais *et al.*, 2010 e Pais *et al.*, 2012, com destaque para Legoinha, 2008). O detalhe da sua localização e a indicação de que a sua espessura é actualmente estimada em 35-40m, encontra-se nas mesmas fontes.

A Divisão de Cotter é datada globalmente no Burdigaliano Superior, cerca de 17,8 Ma (zona MN4) ainda que tenham sido reconhecidas pequenas diferenças entre jazidas (Reis *et al.*, 2012: 489 *apud* Antunes *et al.*, 1999).

Sob o ponto de vista litológico, a Formação é descrita como "areno-argilosa" (Berkeley-Cotter, 1956: 89), maioritariamente composta por areias e siltes nos níveis mais baixos e por argilas e argilitos nos níveis superiores (Reis *et al.*, 2012: 488). Quanto à componente arenítica, Reis *et al.* (2012: 488) referem como cor dominante o amarelo. Cotter destaca contudo, além da coloração amarelada e pontualmente esbranquiçada (que descreve como minoritária), a existência de colorações avermelhadas, açaforadas, determinadas pela recorrência de "concreções ferruginosas" (Berkeley-Cotter, 1956: 90). Quanto à componente argilosa, que se diz "rica em gesso da região do Lumiar",

esta apresenta cor acizentada escura nas suas ocorrências superiores (Reis *et al.*, 2012: 488) e, segundo as descrições de Cotter, cor "cinzenta-clara e amarelada" e textura "micácea, de espessura irregular" nas camadas mais baixas (Berkeley-Cotter, 1956: 90). Em Reis *et al.* (2012: 488), sumula-se o que se deixou dito da seguinte forma: "Trata-se de depósitos progradantes, relativamente espessos (…), de areias arcósicas fluviais, com bancadas de argilitos correspondentes a canais e a depósitos pelíticos de planície de inundação e de delta".

Sob o ponto de vista paleontológico refere-se a intercalação regular das areias com bancos de ostras e a abundância de macrorrestos de plantas no topo através de corpos argilosos lenticulares. Os níveis arenosos superiores são ainda descritos como contendo restos de pequenos mamíferos (Antunes *et al.*, 1996: 62). Cotter refere a existência de: "moldes de moluscos mormente de acéfalos e impressões mais ou menos abundantes de vegetais terrestres", "*Ostrea crassissima* e *Ostrea gingensis*", "moldes de gasterópodes e de acéfalos". Como súmula refere: "Recapitulando, temos pois, segundo a ordem ascendente: tendo intercalados leitos argilo-arenosos com impressões de plantas e moldes de moluscos, zona de grossas bancadas de areias quartzosas com *O. gingensis*, zoa de areia calcária ou de grés calcários de cor branca com moldes de moluscos" (Berkeley-Cotter, 1956: 90). Os fósseis descritos por Cotter (provenientes do corte a que se referencia) são diferentes nas camadas baixas (pequenas vértebras e escamas de peixe, *Nassa, Cerithium, Turritella, Calyptraea, Avicula, Mytilus, Cardium, Cytherea, Mactra, Lutraria, Tellina, Fragilia, Ervilia*) e nas médias e superiores (*Pleurotoma, Turritella, Ostrea, Pecten, Avicula, Mytilus, Pectunculus, Cytherea e Tapes*). Cotter descreve ainda uma flora particularmente diversa que directamente extrai dos trabalhos já referidos de Oswald Heer (Berkeley-Cotter, 1956: 92, 93).

Antunes e Pais (1983) mantém-se a fonte essencial da interpretação paleoambiental do Miocénico da BBT. Trabalham suportados em evidências anteriores por si sistematizadas (especialmente as referentes a foraminíferos, peixes, reptéis e mamíferos) e numa tradição curta mas distinta onde se distinguem os trabalhos de Chevalier (1964), Antunes e Chevalier (1971) e Chevalier e Nascimento (1975) sobre celenterados em geral e corais em particular, o artigo de Carvalho (1971) sobre briozoários, os estudos sobre equinodermes de Loriol (1896) e de Veiga-Ferreira (1961) e os extensos trabalhos sobre peixes produzidos por Jonet (1967, 1968, 1972-73 e 1979). Antunes e Pais (1983). Baseiam-se em interpretações actualistas e nas datações mais finas já referidas para proporem uma interpretação geral das condições paleoambientais do Miocénico da BBT. Com relevância para a descrição paleontológica e paleoambiental do Burdigaliano e, portanto, tanto da Divisão IVb como da Divisão Va1 de Cotter, apresentam-se os seguintes dados que promovem uma interpretação global, não restrita às condições encontradas no sector distal da BBT, ainda que indicativas destas:

- Os dados à altura disponíveis sobre foraminíferos indicavam a existência de temperaturas quentes no Burdigaliano Médio a Superior (Antunes e Pais, 1983: 78).

- O facto de durante o Burdigaliano (o Andar interpretado como o mais quente do Miocénico) existirem apenas corais hermatípicos mas estar ausente a evidência da construção de estruturas recifais (apenas recifes coralinos algais foram encontrados) sugere que as condições eram boas mas não óptimas para esta fauna. Sugere-se como razão da inexistência de recifes uma temperatura de água relativamente baixa mas também a possível existência de material detrítico em suspensão inibidor. A instabilidade tectónica da região e a rápida variação eustática são também razões sugeridas (Antunes e Pais, 1983: 78, 79).

- Os dados referentes a briozoários, moluscos e equinodermes são escassos e/ou relativamente inespecíficos mas indicam a variedade das faunas marinhas no período em foco e a existência de nautilóides, pelo menos no Burdigaliano. Todos os dados recolhidos a propósito destes filos confirmam a interpretação de uma subida da temperatura em meados do Miocénico e a sua regressão especialmente acentuada no Serravaliano e no Tortoniano. Os dados retirados da análise de fósseis de peixes confirmam também que o máximo de temperatura miocénica terá ocorrido no Burdigaliano (Antunes e Pais, 1983: 79, 81).

- A existência de crocodilos de grandes dimensões aponta o clima temperado a quente do Miocénico Médio e confirma a existência de largas extensões de ambiente estuarino ditadas por cursos de água de caudal elevado. *Testudines* de grandes dimensões indicam clima quente com alguma secura (Antunes e Pais, 1983: 81).

Especificamente sobre a divisão IVb, referem os autores que:

- A fauna mamífera caracterizava-se do seguinte modo, o que tinha as seguintes repercussões: “Mais tarde no Burdigaliano [referência ao Burdigaliano Médio] (divisão IVb) outra fauna com os últimos antracoterídeos e os primeiros mastodontes parece ter correspondido a um rio largo que atravessava uma região plana com algumas áreas húmidas e espaços abertos; florestas de galeria podem ter existido. O clima teria sido menos húmido” (Antunes e Pais, 1983: 82).

- Sobre as ilações que podem ser retiradas da análise paleobotânica para a Divisão IVb referem os autores: “A análise da fisognomia das folhas mostra que 55% das espécies têm folhas completas, o que corresponde em termos da vegetação extante, a uma floresta subtropical. De acordo com Dilcher (1973, fig. 4), esta percentagem pode ocorrer em regiões de montanhas baixas com clima temperado e pluvioso assim como em climas tropicais com uma estação seca. A dimensão dos membros (5,6% leptófilos, 22,2% mesófilos, 61,1% microfilos e 11,1% notófilos) é consistente com vegetação de baixa montanha com clima temperado e húmido” (Antunes e Pais, 1983: 83).

O estado da arte da interpretação paleoambiental para esta Formação é sumulado em 2012 por Reis *et al.*, 2012 que, embora usem como recurso claramente maioritário o artigo de 1983 citado, consideram a evolução mais ampla da interpretação paleoambiental do Miocénico português. Segundo eles, estaríamos neste período e neste local em presença de um clima quente a subtropical, pluvioso e com secura sazonal. Acrescentam que "Os dados geológicos e a análise paleontológica (plantas, peixes, crocodilos, mamíferos terrestres) permitem reconstituir ambientes (…): estuário com canais; a montante, áreas ocupadas por águas salobras onde viviam bancos de ostras (*Gryphaea gryphoides*) que passavam a águas doces, ladeadas por florestas próprias de áreas húmidas e por florestas subtropicais e baixa montanha, (…) nos ambientes sazonalmente secos havia cobertura florestal ou arbustiva pouco densa ou de estepe." (Reis *et al.*, 2012: 488).

Em íntima relação com esta interpretação paleoambiental surge o enquadramento eustático marcado pelos efeitos, aqui já em regressão (fase de menor profundidade) da transgressão do Burdigaliano (Antunes e Pais, 1983: 85 e Antunes *et al.*, 1996: 67). O decrescimento relevante do nível da água do mar em IVb face a IVa justifica a existência de amplos paleoambientes continentais e lagunares, salobros.

Descrição da unidade no afloramento em estudo

Repartiu-se o sector aflorante atribuível à unidade IVb de Cotter em 14 camadas distintas em especial pelo intercalado de 6 biostromas de *Crassostrea crassissima (gryphoides)* que se estendem tabularmente de pouco mais de um metro a mais de duas dezenas visíveis de metros de largura, variando em altura de 0,2 a 2,1 metros (Figura 2). À excepção de uma distinta bioturbação da camada 14, a litologia do contexto onde os bancos de ostraídeos afloram e o cimento que os preenche não difere de modo muito substantivo, correspondendo a rochas areno-argilosas com componente argilosa e arenítica alternada, predominante. As camadas são individualizadas maioritariamente por efeito da intercalação das bancadas lumachélicas que os biostromas geram e por ligeiras diferenças de coloração no dominante

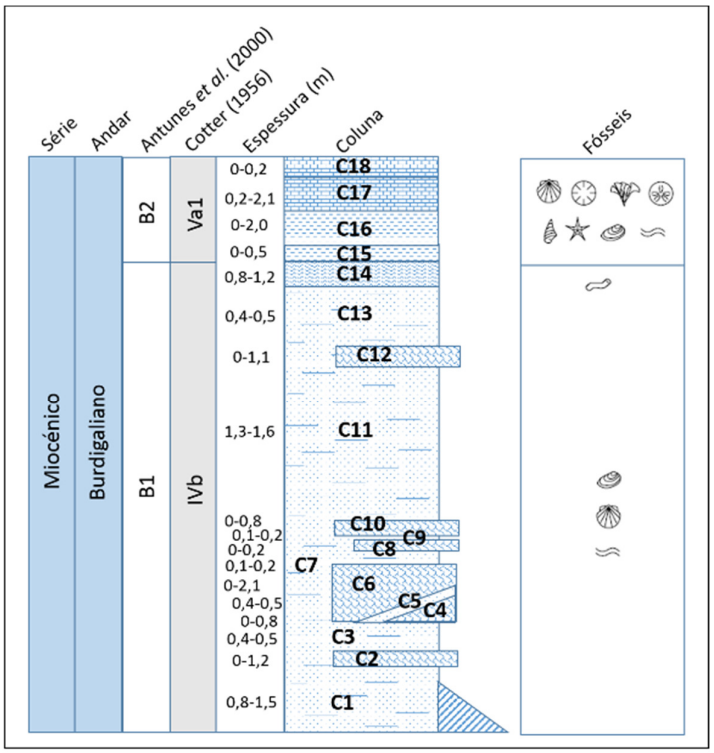

Figura 2: Coluna litostratigráfica

amarelado-acinzentado que se traduzem essencialmente pela ocasional cor mais ocre dos sedimentos. O conteúdo fóssil não difere visivelmente ao longo de toda a sucessão fazendo crer estarmos perante um ambiente de características homogéneas até à camada 14 que corresponde à superfície de descontinuidade que baseia a Formação V1a, já referida.

Os bancos de ostras caracterizam-se por uma verticalização sucessiva das valvas do topo para a base da camada, consistentes com o que se conhece sobre o mecanismo da sua deposição (Hoşgör e Okan, 2010:50) e por uma quantidade muito elevada de valvas direitas e esquerdas disponíveis, unidas (*in situ)* ou desunidas mas cimentadas em posição próxima da morfologia íntegra. A compactação de indivíduos verticalizados, típica do que se observa nos análogos actuais, mostra a excelente preservação do que se interpreta como as condições originais de vida na colónia, o que, indicando baixa ou nenhuma remobilização, importa importantes informações para a análise paleoambiental.

À excepção de um molde de molusco bivalve que não se conseguiu melhor diagnosticar, outros fósseis marinhos nesta camada não puderam ser identificados com certeza de a ela pertencerem devido à presença numerosa de fósseis depositados ao nível das camadas da divisão IVb de Cotter que são atribuíveis ou provavelmente originários na camada superior, altamente fossilífera, e desagregada ao longo da encosta.

A disseminada presença do icnofóssíl *Entobia*, atribuído ao género de esponja *Cliona* (Hoşgör e Okan, 2010: 53) conduz à identificação secundária de indivíduos do filo Porifera no paleoambiente em estudo. Foi possível identificar, na linha do que outros estudos tinham já mostrado, a concentração dominante das perfurações que caracterizam este icnofóssil em zonas preferenciais das valvas de *Crassostrea*: junto à zona ligamentar nas faces interna ou externa mas com claro predomínio da face interna (Hoşgör e Okan, 2010:53). A concentração dessa bioerosão junto à zona ligamentar pode interpretar-se como consistente com a posição de vida e a imobilidade considerável dos ostraídeos compactados nos bancos de ostras. O predomínio interior indica que parte importante da acção do organismo perfurante terá ocorrido após a morte da ostra e por vezes, apenas nessa fase.

Discussão Paleontológica, Tafonómica e Paleoambiental

Uma vez que sustentaremos as nossas interpretações no fóssil claramente maioritário encontrado, é útil antes de mais rever o que se conhece sobre os seus determinantes ambientais. *Crassostrea gryphoides*, sumula a literatura, aparece em acumulações monoespecíficas em diversos locais miocénicos da Europa nomeadamente na BBT (Krobicki *et al.*, 2004) sendo típica de ambientes salobros, estuarinos, de baixa profundidade (Filipescu e Popa, 2001; İslamoğlu e Taner, 2003; Krobicki *et al.*, 2004; Harzhauser *et al.*, 2006; Pufahl e James, 2006; Hoşgör, 2008) e reflectindo, segundo as principais reconstituições globais, a existência de ambientes quentes (Krobicki *et al.*,

2004). Os estudos paleoambientais e as extrapolações actualistas apontam para a ocorrência mais comum de *Crassostrea gryphoides* em ambientes de salinidade baixa a normal (5-35 ppt) (Krobicki *et al.*, 2004). Não obstante estas conclusões genéricas, a adaptação dos ostreídos a diversificados ambientes (por exemplo, gama ampla de salinidades – Krobicki *et al.*, 2004 – de temperaturas, de sedimentos e de oxigénio dissolvido – Hoşgör, 20080: 22) é consistente com as necessidades sazonais, cíclicas, do seu ambiente: "influxo de água doce durante as estações mais pluviosas e elevada salinidade e águas de superfície aquecida durante as secas" (Harzhauser *et al.*, 2006), o que não invalida, contudo, que se julgue que ocorrem, durante o Miocénico, apenas em regiões subtidais (Hoşgör, 20080: 22).

Considerando a descrição feita e a discussão prévia, concluímos que a litologia (maioritariamente argilosa) indica estarmos provavelmente perante um paleocanal estuarino. Por definição, ele caracterizar-se-ia por baixa profundidade e baixa energia, ainda que, por suficiente movimentação de água para sua renovação. O ambiente seria previsivelmente salobro, embora a proximidade do mar faça prever flutuações relevantes do nível de salinidade quer em razão de evoluções macro (eustáticas) quer micro (sazonais). A posição *in situ* dos indivíduos e dos biostromas indica ambiente de baixa energia e rápido enterramento, o que é indicativo de uma rápida taxa sedimentação (Filipescu e Popa, 2001: 4). Todos estes factores são consistentes com o que se esperaria de um paleocanal estuarino. Deveriam pois existir suficientes sedimentos em suspensão, inibidores da evolução para a edificação recifal, o que oferece adicional comprovação às considerações a este respeito tecidas por Antunes e Pais (1983). Aliás, pode dizer-se que a preservação da regularidade da deposição das várias camadas dos biostromas reforça, também diacronicamente, essa conclusão.

O carácter euribato, euritérmico e eurihalino das esponjas que teriam sido responsáveis pela forte presença do icongénero *Entobia* determina o seu curto interesse para a interpretação paleoambiental, ainda que reforce a conclusão da existência de um ambiente de transição.

Concluímos que o que se observa é perfeitamente consistente com a regressão do mar no Burdigaliano Médio que anteriormente se descreveu.

4. Unidade Va1: "Calcários com *Chlamys scabrella* do Casal Vistoso"

Caracterização da unidade na literatura

Cotter sustentou a sua descrição num corte na Fonte do Louro (SO da pedreira da Fonte do Louro, 200m a Leste da pedreira do Casal Vistoso) com espessura de 2,5-3 metros, que descreve pormenorizadamente (Berkeley-Cotter, 1956: 90-93). As descrições actuais tomam partido de informação referente às mesmas oito fontes referidas a propósito da descrição da unidade anterior. A sua espessura é actualmente estimada em 3-12m, segundo os mesmos autores.

Cronostratigraficamente, os dados mais recentes sugerem uma datação no Burdigaliano Superior: 17,7 Ma (Reis *et al.*, 2012: 489 *apud* Antunes *et al.*, 2000). Já litologicamente, Cotter refere-se a uma "bancada carbonatada, gresosa" (Reis *et al.*, 2012: 489) onde "predomina o elemento calcário" (Berkeley-Cotter, 1956: 97) composta por arenitos marinhos de pouca profundidade, biocalcarenitos/ recifes algais e com abundância de moldes de moluscos. Antunes *et al.* (1996: 61,63) referem-se a elevada bioturbação. Em termos genéricos, ocorrem, segundo a descrição de Cotter, calcários arenosos a compactos alternados por grés argiloso ou grés calcário, que coexistem com sectores minoritários areno-argilosos. A cor dominante é o amarelado a amarelado ocreáceo, embora ocorram pontualmente cinzentos claros argilosos e tons ferruginosos (Berkeley-Cotter, 1956: 98, 100).

A análise paleontológica destaca tratar-se de uma Formação "muito rica em moluscos e algas rodófitas" (Reis *et al.*, 2012: 489) e, no geral muito fossilífera. No seu nível anterior repete a alternância arenítica com *Ostrea crassissima* típica da unidade anterior (Div. IVb) (Berkeley-Cotter, 1956: 96). Cotter refere, descrevendo o seu corte, a seguinte sucessão da camada mais antiga para a mais recente: camada muito fossilífera com predomínio de Pectens mas que inclui também: *Ancillaria, Conus, Mitra, Natica, Turritella, Vermetus, Xenophora, Trochus, Turbo, Ostrea, Nucula, Mytilus, Arca, Pectunculus, Cardium, Cardita, Venus, Cytherea, Tapes, Lutraria, Tellina, Panopaea, Scutella, Amphiope, Clypeaster, Echinolampas*; géneros *Cardim*, *Arca*, *Nucula* de pequenas dimensões; fragmentos de ostras e outros pequenos moluscos, *Lithothamnium* e foraminíferos (Berkeley-Cotter, 1956: 98-100).

Aos dados paleoambientais acima apresentado devem acrescentar-se as seguintes referências específicas à Divisão Va1:

- A fauna mamífera caracterizava-se do seguinte modo, o que tinha as seguintes repercussões: "Temperaturas bastante elevadas associadas a um óptimo de humidade terão caracterizado o fim do Burdigaliano. Uma fauna grande com algumas bestas muito grandes com enormes exigências alimentares (i.e. mastodontes, deinoterios, rinocerontes, *Amphicyon giganteus*) implicam uma rica vegetação; muitas eram florestas ou zonas húmidas. O carácter tropical parece aqui bem marcado" (Antunes e Pais, 1983: 82).

- Deste período a análise paleobotânica sugere apenas que o clima seria subtropical a moderado (Antunes e Pais, 1983: 84).

- "As faunas marinhas indicam condições distintamente quentes (como as do Golfo da Guiné actualmente), isto tendo sido um máximo absoluto para a região [suportando-se claramente em Ribeiro *et al.*, 1979: 78]. O episódio regressivo [Va2] foi caracterizado por um máximo de humidade; houve um aumento distinto de prováveis formas de floresta. As florestas eram ricas e extensas" (Antunes e Pais, 1983: 85).

Quanto à variação eustática, afirmam Antunes e Pais (1983: 85) que "o Burdigaliano final é marcado por uma rápida sequência de eventos, tais como dois episódios transgressivos (correspondendo mais ou menos às divisões Va1 e Va3) separados por uma regressão durante a qual um grande rio se reinstalou e areias fluviais foram depostas uma vez mais". Estamos pois em presença de sedimentos transgressivos de baixa profundidade (Antunes et al., 1996: 67) e de paleoambientes marinhos pouco fundos ou lagunares, tipicamente salobros.

Descrição da unidade no afloramento em estudo

Atribuível à unidade Va1 de Cotter, repartiram-se os 3,10 m aflorantes em 4 camadas distintas que facilmente se distinguem pela sua coloração (Figura 2), pela maior componente silto-argilosa da base e uma progressiva maior componente calcária (biocalcarenítica na sua maior proporção) que fica especialmente bem patente na erosão cárstica que marcadamente afecta as duas últimas camadas do corte. Ao contrário da divisão de Cotter anterior, esta possui abundante e diversificado conteúdo fossilífero. Foram identificados os seguintes somatofósseis e icnofósseis: moluscos bivalves do género *Pecten* e *Crassostrea* (concentração muito elevada de pectinídeos que, claramente dominam a associação fóssil), molde externo de molusco bivalve do género *Venus*, moluscos gastrópodes dos géneros *Turritella* e *Natica*, algas rodófitas em associação recifal, hexacoraliário hermatípico e secções diversas de equinodermes, euequinóides exocíclicos.

A instabilidade do terreno, a elevada remobilização do conteúdo fóssil ao longo da encosta já de si instável, perigosa e dificilmente acessível na estação húmida, justificou, por razões de risco pessoal elevado com previsíveis reduzidos ganhos, a decisão do tratamento global do conteúdo fóssil da Formação em vez de por camada. Dados de estudos prévios sustentaram a previsão de reduzido impacto desta decisão no significado dos dados recolhidos.

Ao contrário do observado na Formação anterior, as grandes acumulações são de pectinídeos, ocorrendo os ostreídos de modo muito esparso e sem preservação de biostromas ou outras formas de organização regular dos indivíduos. As valvas de *Crassostrea* que sem dúvida se conseguem atribuir a estas camadas apresentam-se desconexas, roladas e fragmentadas, o que ocorre também a propósito dos restantes restos orgânicos preservados.

Discussão Paleontológica, Tafonómica e Paleoambiental

Considerando as características limitantes dos organismos fossilizados encontrados, a literatura a seu respeito (Black, 1975; Doyle, 1996; Clarkson, 1999 e Prothero 2004) e a extrapolação actualista, concluímos ter que estar em presença de um ambiente marinho bentónico, infralitoral, caracterizado por salinidade normal, baixa profundidade, substrato móvel (requerido por euritérmicos como os pectinídeos e os moluscos gasterópodes) e águas quentes tropicais a subtropicais. Trata-se de um ambiente perfeitamente compatível com a transgressão identificada para esta época e o pico de

temperatura reportado. Não apenas as faunas típicas deste ambiente como a elevada modificação bioestratonómica indicativa de um contexto de energia muito incrementado, suportam essa interpretação.

Conclusões

No desfecho deste trabalho, algumas observações conclusivas:

- As observações realizadas e as interpretações esgrimidas confirmam na generalidade o que se esperaria encontrar em termos paleoambientais no afloramento estudado, usando como referencial a literatura publicada e o estado da arte da análise da matéria.

- A ausência de escavação e de remobilização do sedimento determinada pela utilização regular do afloramento para fins académicos limitou a quantidade e a diversidade de evidência recolhida. Contudo, os dados disponíveis revelaram-se suficientes quer para a confirmação da filiação das camadas no referencial litostratigráfico em uso quer para a construção de interpretações paleoambientais suficientemente amplas para suportarem a correlação com ambientes bem distintos e para estabelecerem a conexão sólida com descontinuidades, sequências sedimentares, episódios eustáticos, tipologias de fácies e unidades alostratigráficas anteriormente cartografadas.

- Confirmou-se que a descontinuidade D5 corresponde a episódio transgressivo (descrito para Va1) e a uma sucessão de ambiente estuarino (aparentemente de paleocanal) para marinho de baixa profundidade com a consequente energia incrementada, pela progressão para níveis de salinidade normais e florescimento faunístico bêntico. Confirmou-se também a manutenção no período de um clima tropical a subtropical que, segundo os nossos dados, não parece ter tido variação apreciável.

Agradecimentos
Agradeço ao Professor Doutor Pedro Proença Cunha a disponibilização de um artigo seu, ao Professor Doutor Carlos Marques da Silva a disponibilização de materiais diversos sobre ostreídeos e metodologia geológica e ao Professor Doutor Mário Cachão por todos os esclarecimentos, pistas, sugestões, alentos que determinaram que este trabalho acabasse por ver a luz do dia.

Bibliografia

ANTUNES, M.T.; CHEVALIER, J.P. (1971). Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. VII. Observations complémentaires sur les madréporaires et les fácies recifaux. *Revista da Faculdade de Ciências de Lisboa*, 16(1), 2ª série C: 291-306.
ANTUNES, M.T.; ELDERFIELD, H.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A.; PAIS, J. (1999). A Stratigraphic Framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal) Depositional Sequences, Biostratigraphy and Isotopic Ages. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12(1): 3-15.
ANTUNES, M.T.; LEGOINHA, P.; CUNHA, P.P.; PAIS, J. (2000). High resolution stratigraphy and miocene fácies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal). *Ciências da Terra*, 14: 183-190.
ANTUNES, M.T.; LEGOINHA, P.; NASCIMENTO, A.; PAIS, J. (1996). The Evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from Lower to early Middle Miocene. *Géologie de la France*, 4: 59-77.
ANTUNES, M.T.; PAIS, J. (1983). Climate during Miocene in Portugal and its Evolution. *Paléobiologie continentale*, XIV(2): 75-89.
ANTUNES, M.T.; PAIS, J. (1993). The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra*, 12: 7-22.
BERKELEY-COTTER, J.C. (1956). *O Miocénico Marinho de Lisboa*. Suplemento ao Tomo XXXVI das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa, pp. 77-120.
BLACK, R.M. (1975). *The Elements of Palaentology*, 4th ed. (1st ed.: 1979), Blackwell Science, Oxford, 452 pp.
CACHÃO, M.; DA SILVA, C.M. (2000). The three main marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciências da Terra*, 14: 303-312.

CARVALHO, A.M.G. (1971). Briozoários do terciário português (Cheilostomata do Neogénico da orla ocidental). *Centro de Estudos de Geologia Pura e Aplicada*, 176 pp.
CHEVALIER, J.P. (1964). Contribution à l' étude des madréporaires néogènes du Portugal et des Açores. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 48: 109-139.
CHEVALIER, J.P.; NASCIMENTO, A. (1975). Notes sur la géologie et la paléontologie du Miocène de Lisbonne. XVI – Contribution à connaissance des madréporaires et des faciès récifaux du Miocène inférieur. *Boletim da Sociedade de Geologia de Portugal*, 19(III): 247-281.
CHOFFAT, P. (1950). *Géologie du Cénozoïque du Portugal*. Suplemento ao Tomo XXX das Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal, Direcção Geral de Minas e Serviços Geológicos, Lisboa, 182 pp.
CLARKSON, E.N.K. (1999). *Invertebrate Palaeontology and Evolution*, 4th ed. (1st ed.: 1970), Cambridge University Press, Londres, 340 pp.
CUNHA, P.P. (1992). Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentar evolution in central Portugal during Neogene. *Abstracts of the First Congress R.C.A.N.S. – "Atlantic General Events During Neogene*", Lisboa: 33-35.
DE LORIOL, P. (1896). Description des échinodermes tertiaires du Portugal. *Direcção do Trabalho Geológico de Portugal*, 50 pp.
DIAS, R.; ARAÚJO, A.; TERRINHA, P.; KULLBERG, J.C. (2012). *Geologia de Portugal, Volume II – Geologia Meso-cenozóica de Portugal*, Escolar Editora, Lisboa, pp. 482-493.
DOLLFUS, G.F; BERKELEY COTTER, J.C.; GOMES, J.P. (1903-1904). *Mollusques Tertiaires du Portugal – Planches de Céphalopodes, Gastéropodes et Pélécypodes laissees par F.A. Pereira da Costa accompagnées d'une explication sommaire et d'une esquisse géologique*, Imprimerie de L'Academie Royale des Sciences, Lisboa, 55 pp. via http://www.biodiversitylibrary.org/item/ 120121#page/23/mode/1up, em 05.12.2014.
DOYLE, P. (1996). *Understanding Fossils – Na Introduction to Invertebrate Palaeontology*, Wiley, Sussex, 409 pp.
FILIPESCU, S.; POPA, M. (2001). Biostratigraphic and Paleoecologic Significance of the Macro and Microfossil Assemblages in the Borod Formation (Eastern Borod Depression, North-West Romania). *Acta Palaeontologica Romaniae*, 3: 135-148.
HAQ, U.B.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. (1987). Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
HARZHAUSER, M.; PILLER, W.E.; MÜLLEGGER, S.; MANDIC, O. (2006). The giant oyster *Crassostrea gryphoides* as a trans-Miocene climate archive. *Geophysical Research Abstracts*, 8.
HOŞGÖR, Ý. (2008). Presence of *Crassostrea Gryphoides* (Schlotheim) from the Lower-Middle Miocene Sequence of Kahramanmaraş Basin (SE Turkey); its Taxonomy, Paleoecology and Paleogeography. *Bulletin of Mineral Research and Exploration*, 136: 17-28.
HOŞGÖR, Ý.; OKAN, Y. (2010). Bioerosion Structures on the *Crassostrea Gryphoides* (Schlotheim, 1813) shells from the Salyan Formation (Upper Burdigalian-Lower Langhian), K. Maraş, Southeastern Turkey. *Geological Bulletin of Turkey*, 53(1): 45-62.
İSLAMOĞLU, Y.; TANER, G. (2003). The Paleogeographic and Paleoecologic Characteristics of the Miocene Aged Molluscan Fauna in Antalya and Kasaba Basins (West-Central Taurus, SW Turkey). *Bulletin of Mineral Research and Exploration*, 126: 11-42.
KROBICKI, M.; BOHN-HAVAS, M.; BOSKI, T.; CACHÃO, I.M.; CHIRA, C.; CZEPIEC, I; GOLONKA, J.; KOSKERIDOU, E.; POPA, M.; DA SILVA, C.M.; STUDENCKA, B. (2004). Palaeoenvironmental and palaeogeographical distribution of Tertiary oyster buildups in Europe. *23rd IAS Meeting of Sedimentology*, Coimbra, 2004, Abstracts, p. 162.
LEGOINHA, P.A.R.R. (2001). Bioestratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal. Tese de Doutoramento em Geologia, especialidade de Estratigrafia e Paleobiologia. *Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa*, Lisboa, 292 pp. (inédito).
LEGOINHA, P. (2008). The Serravallian-Tortonian boundary in the Lower Tagus Basin (Portugal) and the new GSSP of the Tortonian stage. *a-Terra*, 6(1), 10 pp.
PAIS, J. (2004). The Neogene of the Lower Tagus Basin (Portugal). *Revista Española de Paleontología*, 19(2): 229-242.
PAIS, J.; CUNHA, P.P.; LEGOINHA, P. (2010). Uma Proposta Litostratigráfica para o Cenozóico de Portugal, *in* NEIVA, J.M.C.; RIBEIRO, A.; VICTOR, M.; NORONHA, F.; RAMALHO, M. (Ed.) *Geologia Clássica, Volume I – Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, Associação Portuguesa de Geólogos/ Sociedade Geológica de Portugal, Lisboa, pp. 365-376.
PAIS, J. *et al.* (2012). *The Paleogene and Neogene of Western Iberia (Portugal)*. Springer Briefs in Earth Sciences, 2012, 138 pp.
PROTHERO, D.R. (2004). *Bringing Fossils to Life – Na Introduction to Paleobiology*, 2th ed. (1st ed.: 1998), McGraw-Hill, Boston, 503 pp.
PUFAHL, P.K.; JAMES, N.P. (2006). Monospecific Pliocene oyster buildups, Murray Basin, South Australia: Brackish water end member of the reef spectrum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233: 11-33.
RIBEIRO, A.; ANTUNES, M.T.; FERREIRA, M.P.; ROCHA, R.B.; SOARES, A.F.; ZBYSZEWSKI, G.; MOITINHO DE ALMEIDA, F.; DE CARVALHO, D.; MONTEIRO, J.H. (1979). *Introduction à la Géologie Génerale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, pp. 77-81.
S/A (1984). *Volume d´Hommage au Géologue Georges Zbyszewski à l'occasion de son passage à la retraite (22 octobre 1979)*. Éditions Recherche sur les Civilisations, Paris, 470 pp.
VEIGA-FERREIRA, O. (1961). Equinídeos do Miocénico de Portugal continental e ilhas adjacentes. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 45: 529-564.