

Libro Guía de las Excursiones

Livro Guia das Excursões



Fernando Barroso-Barcenilla & Pedro Callapez Tonicher
(Eds.)



Libro Guía de las Excursiones

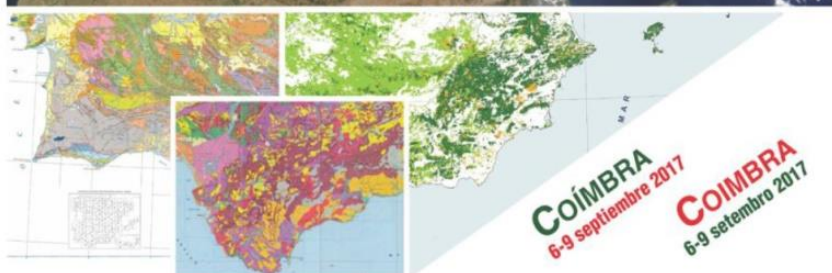
Livro Guia das Excursões



Fernando Barroso-Barcenilla & Pedro Callapez Tonicher
(Eds.)

XXII Bienal de la
XXII Bienal da

REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA DE



LIBRO GUÍA DE LAS EXCURSIONES DE LA XXII BIENAL DE LA
LIVRO GUIA DAS EXCURSÕES DA XXII BIENAL DA

REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA DE HISTORIA NATURAL

LOS MAPAS DE LA NATURALEZA
OS MAPAS DA NATUREZA

Real Sociedad Española de Historia Natural

Facultades de Biología y Geología

Universidad Complutense de Madrid

E-28040 Madrid

rsehno@ucm.es

www.historianatural.org

© Real Sociedad Española de Historia Natural

ISBN: 978-84-697-5536-5

Depósito Legal: M-24816-2017

Fecha de publicación del volumen impreso: 31 de agosto de 2017

Impresión: Ayregraf, Artes Gráficas. Gamonal, 5. 28031 Madrid

EXCURSIÓN PRE-BIENAL

EXCURSÃO PRÉ-BIENAL

6 DE SEPTIEMBRE • 6 DE SETEMBRO

*Jurásico y Cretácico de la región del Bajo Mondego;
Herbario y Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra*

*Jurássico e Cretácico da região do Baixo Mondego;
Herbário e Jardim Botânico da Universidade de Coimbra*

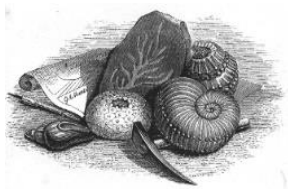
EXCURSIÓN POST-BIENAL

EXCURSÃO POS-BIENAL

9 DE SEPTIEMBRE • 9 DE SETEMBRO

*Paisajes naturales de las sierras de Buçaco y de Sicó y
del Valle del Cértima; el Conjunto Arqueológico de
Conímbriga*

*Paisagens naturais das serras do Buçaco e de Sicó e do
Vale do Cértima; o Campo Arqueológico de Conimbriga*



Organizan // Organizam

Real Sociedad Española de Historia Natural (RSEHN)
Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra
(DCT)
Departamento de Ciências da Vida da Universidade de Coimbra
(DCV)
Museu da Ciência da Universidade de Coimbra (MC)

Comité de Honor // Comissão de Honra

<i>Agustín Pieren Pidal</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>	<i>Jorge Leal Canhoto</i> <i>(DCV-UC)</i>
<i>Alberto Gomis Blanco</i> <i>(RSEHN-UAH)</i>	<i>Luís Filipe Menezes</i> <i>(REIT-UC)</i>
<i>Alexandre Oliveira Tavares</i> <i>(DCT-UC)</i>	<i>Luís José Proença de Figueiredo</i> <i>Neves (FCT-UC)</i>
<i>Antonio Perejón Rincón</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>	<i>Manuel Segura Redondo</i> <i>(RSEHN-UAH)</i>
<i>Carlota Pires Simões</i> <i>(MC-UC)</i>	<i>María José Comas Rengifo</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>
<i>Clara Almeida Santos</i> <i>(REIT-UC)</i>	<i>Sergio Rodríguez García</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>

Comité Organizador // Comitê Organizador

<i>Pedro Callapez Tonicher</i> <i>(RSEHN-DCT-UC)</i>	<i>Fernando Barroso Barcenilla</i> <i>(RSEHN-UAH)</i>
<i>Alfredo Baratas Díaz</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>	
<i>Ana Simões Rola</i> <i>(DCT-UC)</i>	<i>Maria Teresa Martins Baptista</i> <i>(REIT-UC)</i>
<i>Betina da Silva Lopes</i> <i>(DCV-UC)</i>	<i>Marina Marques Cabral Pinto</i> <i>(DCT-UC)</i>
<i>Elsa Carvalho Gomes</i> <i>(DCT-UC)</i>	<i>Mélani Berrocal Casero</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>
<i>Fernando Coelho Lopes</i> <i>(DCT-UC)</i>	<i>Pedro Enrech Casaleiro</i> <i>(MC-UC)</i>
<i>Juan Alberto Pérez Valera</i> <i>(RSEHN-UCM)</i>	<i>Pedro Santarém Andrade</i> <i>(DCT-UC)</i>
<i>Julia Audije Gil</i> <i>(RSEHN-UAH)</i>	<i>Teresa Silva Gonçalves</i> <i>(DCV-UC)</i>

Edición y Coordinación del Libro

Edição e Coordenação do Livro

*Fernando
Barroso-Barcenilla*

*Pedro
Callapez Tonicher*

Contribuciones a la Excursión pre-Bienal

Contribuições à Excursão pré-Bienal

Pedro Miguel Callapez, Fernando Barroso-Barcenilla, Luís Vítor Duarte, Fátima Sales, Manuel Segura, António Ferreira Soares, Ricardo Paredes, María José Comas-Rengifo, Joaquim Santos, Teresa Gonçalves & Júlio Fonseca Marques

Contribuciones a la Excursión post-Bienal

Contribuições à Excursão pos-Bienal

Lúcio Cunha, Pedro Morgado Dinis, António Campar de Almeida, Luca Antonio Dimuccio, Pedro Proença e Cunha & Jorge Paiva



Coímbra en el Renacimiento, con su universidad y sus colegios en la *Alta*, tomado del Atlas de Georg Braun y Frans Hogenberg.

Coimbra na Renascença, com a sua universidade e os seus colégios na *Alta*, segundo o Atlas de Georg Braun e Frans Hogenberg.

(Illustris Civitati Conimbriae In Lusitania ad flumen Illundam effigies, ca. 1596).

ÍNDICE // ÍNDICE

PRESENTACIÓN // APRESENTAÇÃO	11
EXCURSIÓN PRE-BIENAL // EXCURSÃO PRÉ-BIENAL	17
<i>Jurásico y Cretácico de la región del Bajo Mondego; Herbario y Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra // Jurássico e Cretácico da região do Baixo Mondego; Herbário e Jardim Botânico da Universidade de Coimbra</i>	
PARAGEM 1 // PARADA 1	27
<i>O Jurássico Inferior na região de Rabaçal: aspetos estratigráficos, sedimentológicos e paleontológicos do Pliensbaquiano - Toarciano // El Jurásico Inferior en la región de Rabaçal: aspectos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos del Pliensbachiense - Toarciense</i>	
PARAGEM 2 // PARADA 2	43
<i>Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho): a transgressão marinha do Cenomaniano (Cretácico Superior) na Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa // Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho): la transgresión marina del Cenomaniense (Cretácico Superior) en la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa</i>	
PARAGEM 3 // PARADA 3	60
<i>Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal): domínios costeiros do paleo-Atlântico no Cretácico Superior // Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal): dominios costeros del paleo-Atlántico en el Cretácico Superior</i>	
PARAGEM 4 // PARADA 4	73
<i>Herbário da Universidade de Coimbra // Herbario de la Universidad de Coímbra</i>	
PARAGEM 5 // PARADA 5	80
<i>Jardim Botânico da Universidade de Coimbra // Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra</i>	
BIBLIOGRAFIA // BIBLIOGRAFÍA	85

EXCURSIÓN POST-BIENAL // EXCURSÃO POS-BIENAL	101
<i>Paisajes naturales de las sierras de Buçaco y de Sicó y del Valle del Cértima; el Conjunto Arqueológico de Conímbriga // Paisagens naturais das serras do Buçaco e de Sicó e do Vale do Cértima; o Campo Arqueológico de Conimbriga</i>	
PARAGEM 1 // PARADA 1	109
<i>Casmilo - Campo de lapiás e Vale das Buracas // Casmilo - Campo de lapiaz y Valle de las Buracas</i>	
PARAGEM 2 // PARADA 2	117
<i>Canhão flúvio-cársico do Poio Novo e exsurgência dos Olhos de Água do Anços // Cañón fluvio-kárstico de Poio Novo y surgencia de los Olhos de Água do Anços</i>	
PARAGEM 3 // PARADA 3	124
<i>Tufos calcários de Condeixa // Tobas calcáreas de Condeixa</i>	
PARAGEM 4 // PARADA 4	132
<i>Luso e Mata do Buçaco // Luso y Bosque de Buçaco</i>	
PARAGEM 5 // PARADA 5	138
<i>Cruz Alta // Cruz Alta</i>	
PARAGEM 6 // PARADA 6	143
<i>Anadia // Anadia</i>	
PARAGEM 7 // PARADA 7	148
<i>O oppidum e o território romano de Conimbriga // El oppidum y el territorio romano de Conímbriga</i>	
BIBLIOGRAFIA // BIBLIOGRAFÍA	153

PRESENTACIÓN

La invitación al campo y a la lectura de páginas emocionantes de libros de la Tierra y de la Vida, por medio de los cuales el naturalista inclinado e innato que existe en todos nosotros, latente pero ansioso por el momento liberador que la excursión puede propiciar, siente la llamada de la Historia Natural y procura satisfacer su curiosidad por los elementos del mundo orgánico e inorgánico, se encuentra omnipresente en las páginas de este Libro Guía, editado con motivo de la XXII Bienal de la Real Sociedad Española de Historia Natural, destinada a celebrar la Naturaleza, enfatizando sus representaciones cartográficas y su expresión en el espacio-tiempo.

Al tener a Coímbra y su vetusta Universidad como anfitrionas, los devaneos bucólicos de quien cultiva las Ciencias Naturales en lo concerniente al conocimiento y el descubrimiento de la Madre Naturaleza, al son de una Pastoral como la que el gran poeta de la música tarareó en sus largos paseos campestres, no podrían dejar de diseminarse por el espacio del Bajo Mondego, vasta región del centro-oeste de Portugal, corazón de uno de los grandes corredores fluviales de la fachada occidental del territorio ibérico, lleno de historia milenaria, y también de bonitos paisajes campestres y contextos biológicos y geológicos de gran riqueza y diversidad.

A lo largo de este universo salpicado de espacios naturales, en el que la intervención humana secular se ha hecho sentir en una labor diaria para arrancar el sustento de la tierra, no es fácil escoger dónde y cuándo visitar lugares y plantear recorridos, bajo pena de dejar fuera muchos otros puntos notables y sitios de interés.

De esta forma, las excursiones de la XXII Bienal y las paradas en ella propuestas, deben ser consideradas como un “aperitivo” para volver a conocerlas mejor, teniendo presente que Coímbra y la región del Bajo Mondego son merecedoras de un regreso, aunque sólo sea por motivos meramente lúdicos y turísticos, a los que el gusto por la Biología y Geología se puede sumar.

Así, en la excursión pre-Bienal se alían aspectos de Estratigrafía y Paleontología ligados a la evolución jurásica de la Cuenca Lusitánica y su cobertera cretácica y cenozoica, con otros de

naturaleza histórica, intrínsecos a la región y a los estudios geológicos en ella efectuados desde el siglo XIX. La excursión termina en el extraordinario Herbario y el monumental Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra, herederos de una Academia enraizada en el Siglo de las Luces y en la influencia linneana en los estudios de taxonomía botánica, en los que destacan grandes figuras como Avelar Brotero, Júlio Henriques y Luís Carriço.

En la excursión post-Bienal destacan aspectos de naturaleza geomorfológica e hidrogeológica, ligados a los extensos e imponentes macizos calcáreos con sucesiones marinas jurásicas de la Cuenca Lusitánica, existentes al sur de Coímbra, pasando por una visita inolvidable a las ruinas históricas de la ciudad romana de Conímbriga. Continúa con un viaje a la parte norte de la región, donde el relieve dominante es la Sierra de Buçaco, con sus cuarcitas armoricanas verticalizadas. En este lugar de gran relevancia histórica, donde las águilas de Bonaparte sufrieron uno de sus primeros grandes reveses, recordado por un monumento que enaltece el espíritu de sacrificio de un pueblo oprimido, se yergue también un extraordinario bosque centenario, plantado en el seno de un escenario que el Romanticismo fijó de forma intemporal.

Queda agradecer a los colegas participantes y mentores de ambas excursiones de campo, la forma con que supieron captar mucho de lo bello que subyace en esta región, en la que se impone de forma omnipresente este viejo burgo de la hermosa Cindazunda, a la que hoy llamamos Coímbra.

Nuestro agradecimiento,

Los editores

APRESENTAÇÃO

O convite ao campo e à leitura de páginas empolgantes de livros da Terra e da Vida, através dos quais o naturalista ínclito e inato que existe em todos nós, latente mas ansioso pelo momento libertador que a excursão pode propiciar, sente o apelo da História Natural e procura satisfazer a sua curiosidade pelos apanágios do mundo orgânico e inorgânico, encontra-se omnipresente nas páginas deste Livro Guia, editado por ocasião da XXII Bienal da Real Sociedad Española de História Natural, destinada a celebrar a Natureza, enfatizando as suas representações cartográficas e sua expressão no espaço-tempo.

Ao ter Coimbra e a sua vetusta Universidade como anfitriãs, os devaneios bucólicos de quem cultiva as Ciências Naturais enquanto cerne do conhecimento e da descoberta salutar da Mãe Natureza, ao som de uma Pastoral como a que o grande poeta da música trauteou nos seus longos passeios campestres, não poderiam deixar de se disseminar pelo espaço do Baixo Mondego, vasta região do centro-oeste de Portugal, cerne de um dos grandes corredores fluviais da fachada ocidental do território ibérico, pleno de história milenar, mas também de bonitas paisagens campestres e de contextos biológicos e geológicos de grande riqueza e diversidade.

Perante este universo salpicado de espaços naturais, em que a intervenção humana secular se há feito sentir numa labuta diária para arrancar o sustento da terra, não é fácil escolher onde e quando visitar locais e idealizar percursos, sob pena de deixar de fora muitos outros pontos notáveis e sítios de interesse.

Desta forma, as excursões da XXII Bienal e as paragens nelas propostas, devem ser encaradas como um “aperitivo” para voltar e conhecê-las melhor, tendo presente que Coimbra e a região do Baixo Mondego são merecedoras de um retorno, mesmo que para propósitos puramente lúdicos e turísticos, aos quais o gosto pela Biologia e Geologia se podem adicionar.

Assim, na excursão pré-Bienal aliam-se aspetos da Estratigrafia e Paleontologia ligados à evolução jurássica da Bacia Lusitânica e

sua cobertura cretácica e cenozoica, com outros de natureza histórica, intrínsecos à região e aos estudos geológicos nela efetuados desde o século XIX. A excursão termina no extraordinário Herbário e no monumental Jardim Botânico da Universidade de Coimbra, heranças de uma Academia enraizada no Século das Luzes e na influência linneana nos estudos de taxonomia botânica, onde se destacaram grandes vultos como Avelar Brotero, Júlio Henriques e Luís Carriço.

Na excursão pós-Bienal privilegiam-se aspetos de natureza geomorfológica e hidrogeológica, ligados aos extensos e imponentes maciços calcários com sucessões marinhas jurássicas da Bacia Lusitânica, existentes a sul de Coimbra, passando por uma visita inolvidável às ruínas históricas da cidade romana de Conimbriga. Segue-se uma transposição para a parte norte da região, onde o relevo dominante é a Serra do Buçaco, com os seus quartzitos armoricanos verticalizados. Neste local de grande envolvência histórica, onde as águias de Bonaparte sofreram um dos seus primeiros grandes reveses, lembrado num monumento que enaltece o espírito de sacrifício de um povo oprimido, ergue-se também uma extraordinária mata centenária, plantada no seio de um cenário em que o Romantismo estacou de forma intemporal.

Resta agradecer aos colegas participantes e mentores de ambas as excursões de campo, pela forma com que souberam captar muito do que de belo subsiste nesta região, em que se impõe de forma omnipresente este velho burgo da linda Cindazunda, a que hoje chamamos Coimbra.

O nosso bem-haja,

Os editores

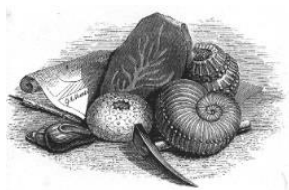
EXCURSIÓN PRE-BIENAL

EXCURSÃO PRÉ-BIENAL

6 DE SEPTIEMBRE • 6 DE SETEMBRO

*Jurásico y Cretácico de la región del Bajo Mondego;
Herbario y Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra*

*Jurássico e Cretácico da região do Baixo Mondego;
Herbário e Jardim Botânico da Universidade de Coimbra*



**JURÁSSICO E CRETÁCICO DA REGIÃO DO BAIXO MONDEGO;
HERBÁRIO E JARDIM BOTÂNICO DA UNIVERSIDADE DE COIMBRA**

**JURÁSICO Y CRETÁCICO DE LA REGIÓN DEL BAJO MONDEGO;
HERBARIO Y JARDÍN BOTÁNICO DE LA UNIVERSIDAD DE COÍMBRA**

Pedro Miguel Callapez^{1,2}, Fernando Barroso-Barcenilla^{2,3,4}, Luís Vítor Duarte^{1,5}, Fátima Sales⁶, Manuel Segura³, António Ferreira Soares², Ricardo Paredes⁴, María José Comas-Rengifo⁴, Joaquim Santos⁶, Teresa Gonçalves⁷ & Júlio Fonseca Marques¹

1. *Departamento de Ciências da Terra, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Rua Sílvio Lima, Pólo II, 3030-790 Coimbra, Portugal; callapez@uct.uc.pt; lduarte@uct.uc.pt; juliofmarques@gmail.com*
2. *CITEUC - Centro de Investigação da Terra e do Espaço da Universidade de Coimbra, Observatório Geofísico e Astronómico da Universidade de Coimbra, Almas de Freire, Santa Clara, 3040-004 Coimbra, Portugal*
3. *Grupo de Investigación IberCreta, Departamento de Geología y Geografía, Facultad de Ciencias, Universidad de Alcalá, 28871 Alcalá de Henares, España; manuel.segura@uah.es*
4. *Grupo de Investigación Procesos Bióticos Mesozoicos, Departamento de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Novais 12(2), 28040 Madrid, España; fbarroso@geo.ucm.es; ricardo.paredes@ucm.es; mjcomas@ucm.es*
5. *MARE - Centro de Ciências do Mar e do Ambiente. Fac. Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, 1749-016 Lisboa, Portugal*
6. *Centro de Ecologia Funcional, Departamento de Ciências da Vida, Universidade de Coimbra, Calçada Martim de Freitas, 3000-456 Coimbra, Portugal; fsales@bot.uc.pt*
7. *Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, Calçada Martim de Freitas, 3000-456 Coimbra, Portugal; mtgoncal@bot.uc.pt*

Introdução

A realização da XXII Bienal da Real Sociedad Española de Historia Natural em Coimbra, sob os auspícios da sua histórica academia e com o propósito de celebrar a cartografia da Natureza,

nas suas mais diversas sensibilidades e facetas, não poderia deixar de ser acompanhada pela visita a alguns dos mais interessantes recantos naturalísticos e filosóficos desta vetusta *Aeminium* e da região que se vislumbra dos alcantilados da sua *Alta* - o Baixo Mondego. Para tal, como contributo para promover a confraternização entre colegas das comunidades científicas dos dois países ibéricos, vocacionados para as Ciências Naturais, mas também para foros da Geografia, História da Ciência e Arqueologia, pretendeu-se idealizar uma excursão de campo multifacetada, que aproveitasse valências e saberes de um grupo de investigadores portugueses e espanhóis, em parte já conhecidos entre si, fruto de contactos, de colaborações e de publicações científicas, mantidas desde há vários anos. Como forma mais elucidativa de o fazer, o roteiro ora proposto congrega uma visita ao Herbário e ao Jardim Botânico da Universidade de Coimbra, pedaços importantes da sua história com primórdios no Iluminismo setecentista, com aspetos essenciais da geologia mesozoica regional, evidenciados por sucessões de carbonatos marinhos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica e do Cretácico Superior da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, sem que se olvidem aspetos das paisagens naturais percorridas e do seu significado no quadro da evolução recente do Baixo Mondego (Figura 1).

Certo é que o tempo é demasiado célere, como a areia que teima em escorrer indiferente pela ampulheta, sem que o estreitar do orifício o possa retardar a nosso gosto, tornando escassas as horas de campo de que dispomos, se bem que intensas pela riqueza e diversidade das paisagens e dos locais a visitar, intercalados por momentos de convívio e pelos sabores de uma refeição adoçada com paladares e requintes regionais. Por certo, muito mais ficará por ver, numa cidade e sua região que merecem ser revisitadas, mesclando aspetos puramente turísticos, com outros ligados à Biologia e à Geologia, à Geografia física e à presença humana desde épocas remotas no território, tão bem expressas em locais como o castelo medieval de Montemor-o-Velho, fronteira da reconquista, ou o *oppidum* de Conimbriga, testemunho da opulência e decadência do império romano, na distante província da Lusitânia.

Coimbra, cidade dos estudantes, coroada pela torre da *cabra* e pela velha universidade que teima em resistir ao correr dos séculos,

é a cidade berço desta vasta região do centro-oeste de Portugal, tendo por cerne o Rio Mondego (a *Munda* dos antigos) e a sua extensa bacia hidrográfica. Este corredor fluvial por excelência, que facilitou a penetração humana no remoto interior beirão, bem antes do advento das modernas vias de comunicação, terá sido o veículo catalisador de intercâmbios culturais e materiais significativos, desde a Pré-História Recente, como hoje o comprovam alguns testemunhos inequívocos, como o do castro de Santa Olaia, em Montemor-o-Velho, provável entreposto visitado por Fenícios na rota das Cassitérides (PEREIRA, 1993). Sobre este Mondego de tempos de antanho (o *Basófilas* como outrora era conhecido, antes da regularização hidrográfica das últimas décadas), converge-se, quase invariavelmente, para leituras das excepcionais narrativas de MARTINS (1940, 1949), ou ainda, na perspetiva da evolução geomorfológica recente e quaternária do grande vale fluvial, para aos estudos de SOARES (1990, 1999), ALMEIDA *et al.* (1990, 2000), SOARES *et al.* (1992, 1993, 1997), MARQUES (1997), CUNHA & SOARES (1997) e CUNHA & ALMEIDA (2006), consubstanciados na visão memorável e holística que o recente ensaio de SOARES (2017, em publicação) nos proporciona:

«O Mondego não é Rio de Coimbra, esta é que se fez cidade do Rio, no lugar do salto mais fácil duma para outra margem. A nascente os degraus que se fazem serras; a poente os campos com os seus paus e, no esbatido azulado do horizonte, o dorso de baleia que se fez serra da Boa Viagem, a romper mar adentro. Em Coimbra, como em todas as cidades e lugares feitos pela vontade de povos, estratificou-se história, recordações doutros tempos, outras civilizações [...]»

Com efeito, um olhar para o espaço de Coimbra sugere que a cidade nasceu onde tinha de o fazer, em colina escarpada, ponto estratégico de passagem e de boas condições de defesa nos tempos conturbados da pacificação de Décimo Júnio Bruto, dos Alanos e da bela princesa Cindazunda, e da Reconquista cristã onde se viria a evidenciar o moçárabe D. Sesnando, seu primeiro governador ao tempo do rei D. Fernando I de Leão. Da *civitas* romana pujante nos dá conta ALARCÃO (2008), fundamentando as raízes viçosas que a fizeram germinar, ainda hoje perceptíveis ao se percorrer, na penumbra, o criptopórtico do antigo fórum. Por detrás, também uma razão geomorfológica subsiste na organização deste

espaço, em que a presença de espessas unidades dolomíticas do Sinemuriano (SOARES *et al.*, 1985), deformadas pelo rejogar de várias fraturas ligadas à bordadura sedimentar mesozoica, propiciaram relevo resistente, sobranceiro ao Mondego (e.g. SOARES, 1990, 2003; CUNHA *et al.*, 1999).

Coimbra assistiu de perto, também, a momentos grados da nacionalidade, da gesta de ser Português, sendo uns tristes e dramáticos, como os de Pedro e Inês, ou o do assassinato dos lentes que, em insana subserviência, se preparavam para beijar a mão de D. Miguel I, rei absoluto. Outros de anseio como o da titubeante eleição do Mestre de Avis, a que a eloquência de João das Regras tão prestimosa foi, ou o do desfecho da batalha do Buçaco e subsequente invasão da cidade pelas enfurecidas águias imperiais de Massena. Neste cenário citadino, conturbado a espaços pelos desvarios da história, a fundação da Universidade de Coimbra através dos *Estudos Gerais*, em 1290 (BRAGA, 1892-1902; RODRIGUES, 1991), a sua definitiva implantação na cidade, em 1537, depois de mais de século e meio de permanência em Lisboa (SERRÃO, 1983; TORGAL, 2002), e a reforma pombalina de 1772, constituem pontos altos e referências incontornáveis na história do ensino em Portugal, num processo que também acabaria por conduzir à emergência da História Natural no nosso país.

A reforma de 1772 e a História Natural

Nesta última efeméride, através da pena reformadora e inspiração filosófica do marquês de Pombal, déspota iluminado e ministro onipotente do rei D. José I, as Ciências da Natureza emergiram na Universidade de Coimbra através da criação da Faculdade de Filosofia Natural e, com ela, da implementação do ensino prático e experimental, por contraposição com um cenário envelhecido pelo peso de dois séculos, estabelecido desde a vinda da Companhia de Jesus para Portugal, a convite do rei D. João III, onde se encarregou, pouco a pouco, dos vários níveis de ensino público, desde ca. 1553 (CARVALHO, 2001).

Tendo por fim a concretização destes novos ideais de progresso sobre a aprendizagem das ciências, incluindo a da História Natural nos três Reinos da Natureza, Pombal proporcionou a vinda para Portugal dos professores paduanos Domingos Vandelli (1735-1816)

e Giovanni Dalla Bella (1730-1823), que em muito viriam a contribuir para a modernização do ensino e para a criação de estruturas laboratoriais e museológicas funcionais, destinadas a apoiar atividades experimentais e o colecionismo prático. Após uma permanência de alguns anos em Lisboa, onde se ocupou do Jardim Botânico e do Museu Real da Ajuda, o primeiro destes doutores italianos, distinto naturalista e correspondente de Lineu, viria a ocupar o lugar de lente da Faculdade de Filosofia Natural, implementando os futuros Jardim Botânico e Gabinete de História Natural (e.g. CARVALHO, 1872; AGUIAR, 1972; CARDOSO, 2003), embriões do atual Jardim Botânico da Universidade de Coimbra e dos seus herbários, e do Museu de História Natural, incorporado no Museu da Ciência desde 2010.

Ao engrandecimento do Jardim Botânico e aos seus primitivos herbários, também viria a ficar ligado Félix de Avelar Brotero (1744-1828), lente da disciplina de Botânica e Agricultura, a partir de 1791, e autor do *Compendio de Botanica* (1788). Já nas áreas emergentes da Zoologia e da Mineralogia e Geognosia, viriam a evidenciar-se, entre outros, os lentes José Bonifácio d'Andrada e Silva (1763-1838), pensionista e discípulo de Werner na Academia de Minas de Freiberg, Ribeiro de Paiva (1747-1831), autor da *Introductiones Zoologicae* (1794) e Manuel Barjona (1760-1831), autor de *Metallurgicae Elementa* (1798) e das *Tábuas Mineralógicas* (1822), pelos contributos que deram para o progresso do ensino experimental e ampliação das coleções práticas do Gabinete de História Natural (FERREIRA, 1988, 1990, 1992, 1998; BATISTA, 2000, 2010; CALLAPEZ *et al.*, 2010; CALLAPEZ & BRANDÃO, 2011).

Fruto dos esforços desta geração notável de novos professores, germinada pela reforma de 1772, os estudos de Ciências Naturais viriam a ter grande desenvolvimento na Faculdade de Filosofia, durante o último quartel de setecentos e o século XIX, contribuindo de forma decisiva para a formação de muitos bacharéis, mais bem adaptados às exigências de um país em curso de modernização, perante uma revolução industrial ainda incipiente. Não obstante, no que à Geologia diz respeito, terá quase sempre existido uma maior prevalência do ensino da Mineralogia e Arte de Minas, para cuja aprendizagem existiam gabinetes e um museu consideravelmente apetrechados, em detrimento do conhecimento geológico do território. Com raras exceções, entre as quais a da mina de carvão

jurássico do Cabo Mondego, já estudada ao tempo de Vandelli e de Bonifácio, a geologia de Coimbra e da região do Baixo Mondego permaneceu largamente ignorada por parte dos lentes, descartada dos programas e das práticas de campo. Seriam necessárias as pesquisas pioneiras de Daniel Sharpe (1806-1856) e de Carlos Ribeiro (1813-1882), e a criação da Comissão Geológica do Reino, em consequência de reformas que a Regeneração acarretou na década de 50 do século XIX, para que as unidades mesozoicas do centro-oeste de Portugal começassem a ser desbravadas (ver CHOFFAT, 1880 e estudos subsequentes). Com efeito, os estudos de Geologia (e de Paleontologia) regional só teriam início, verdadeiramente, em Coimbra, a partir dos anos de 1920, com a descrição do feto "triásico" *Clathropteris meniscoides* Miranda, 1926, conduzindo à formação de uma *école* centrada na estratigrafia pós-paleozoica, cujas primeiras teses se devem a CARVALHO (1946) e SOARES (1966).

A Geologia mesozoica do Baixo Mondego

As edições de 1876 e 1899 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000, editadas sob os auspícios da 3ª Comissão Geológica do Reino e tendo por autores os nomes de Carlos Ribeiro, Nery Delgado e Paul Choffat, constituem marcos da maior importância para o conhecimento da geologia portuguesa, ao proporcionarem as primeiras visões de conjunto sobre a estratigrafia e estrutura do território continental (ver CHOFFAT, 1900a). Como não poderia deixar de ser, nelas também se encontram representadas Coimbra e a região do Baixo Mondego, ocupando uma posição de charneira entre o bordo centro-oeste do Maciço Hespérico, composto por unidades mais antigas, do Pré-Câmbrico e Paleozoico, deformadas pela orogenia Varisca, e a bordadura sedimentar meso-cenozóica da Estremadura e Beira Litoral. Neste quadro, a geologia de Coimbra e a organização estratigráfica e tectónica do espaço situado na dependência da sua proximidade, encerram em si a particularidade de se encontrarem na vizinhança de três das zonas morfo-estruturais com que LOTZE (1945) propôs subdividir a Península Ibérica: *Zona Centro Ibérica*, *Zona de Ossa Morena* e *Orla Meso-Cenozoica Ocidental Portuguesa* (e.g. RIBEIRO et al., 1980), das quais a segunda, caracterizada pela dominância de filitos fortemente deformados do "Pré-Câmbrico de Série Negra"

(SOARES *et al.*, 2007), forma a faixa soerguida que, a leste da cidade, constitui o denominado *Maciço Marginal de Coimbra* (DAVEAU, 1985).

Enquanto unidade representativa do *onshore* da margem continental oeste da Ibéria, no litoral centro-oeste de Portugal, a terceira destas zonas é caracterizada pela presença de um importante enchimento mesozoico (SOARES & ROCHA, 1984), no seio do qual se evidenciam registos dos primeiros eventos extensionais intracontinentais, que acompanharam a fracturação da Pangeia frente ao bloco ibérico, a partir do Triássico (*e.g.* HISCOTT *et al.*, 1990). Neles encontram fundamento, também, a génese e evolução tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica, uma das principais bacias sedimentares peri-atlânticas europeias relacionadas com a formação do proto-Atlântico Norte, em que a distensão mesozoica propiciou espaços de acomodação suscetíveis de acumular até 5000 m de sedimentos, na sua maioria marinhos carbonatados (WILSON, 1979, 1988; MONTENAT *et al.*, 1988; WILSON *et al.*, 1989; SOARES *et al.*, 1993; PINHEIRO *et al.*, 1996).

Na espessa sucessão estratigráfica que caracteriza esta grande unidade, desenvolvida na dependência de um controle estrutural em que rejogaram falhas tardi-hercínicas, meridianas, reativadas e importante tectónica salífera (*e.g.* RIBEIRO *et al.*, 1979), o Jurássico encontra grande expressão em termos de séries marinhas, sobretudo carbonatadas, por contraposição com um Triássico de fácies continental (Grupo de Silves), sobre o qual se depositaram espessas series evaporíticas hetangianas (Formação de Dagorda) (ver SOARES *et al.*, 2012). Por sua vez, o registo representativo do Jurássico Superior e Cretácico Inferior é consentâneo com o desenvolvimento de três outras importantes fases de *rifting* (*e.g.* KULLBERG *et al.*, 2012), as quais terão tido lugar entre o Oxfordiano superior e o Barremiano-Aptiano. A partir do Aptiano médio e superior, o contexto evolutivo da bordadura continental ibérica evidencia transição para uma margem passiva, marcada por rotura intra-aptiana generalizada (DINIS, 2001; DINIS *et al.*, 2002), seguida pela deposição de espesso enchimento a norte do paralelo da Nazaré, centrado na atual Beira Litoral e *offshore* de Aveiro (*e.g.* WILSON, 1988; CUNHA, 1992; CUNHA & REIS, 1995; REY *et al.*, 2006; DINIS *et al.*, 2008).

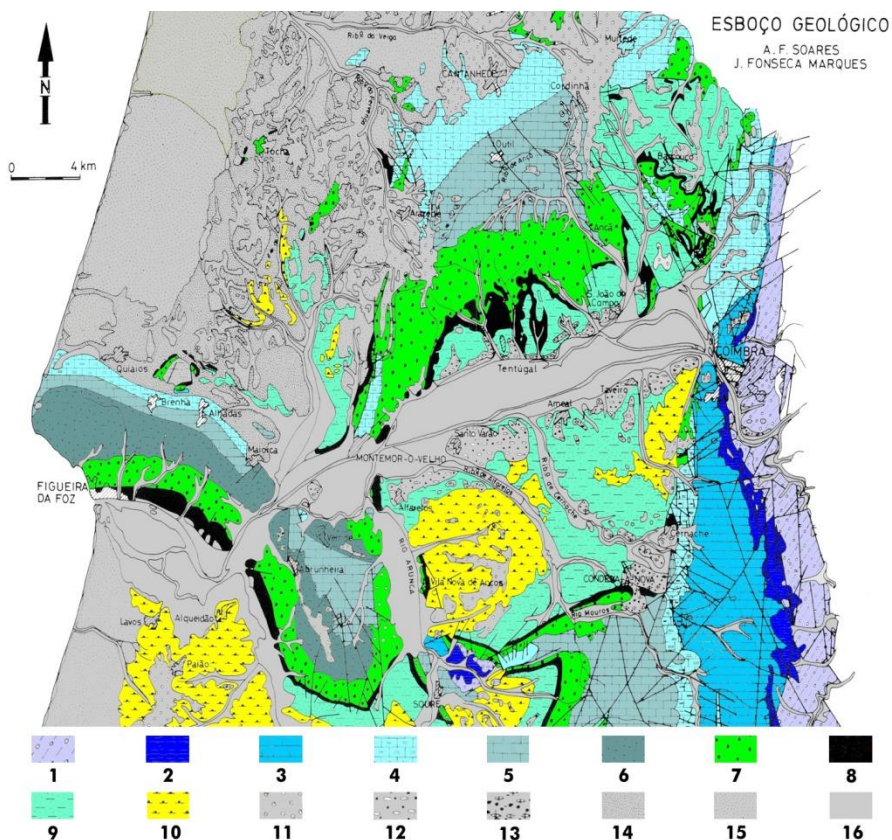


Figura 1 - Carta geológica da região do Baixo Mondego (adaptado de SOARES & MARQUES, in ALMEIDA *et al.*, 1990). Idade, principais unidades e litologias presentes. 1: Triássico (“Grés de Silves”: conglomerados, arenitos e lutitos vermelhos). 2: Jurássico Inferior (Hetangiano: Formação de Pereiros: calcários e margas dolomíticas, gresosas). 3: Jurássico Inferior (Sinemuriano: Formação de Coimbra: dolomias e calcários dolomíticos). 4: Jurássico Inferior a Médio (Pliensbaquiano a Aaleniano: calcários, calcários margosos e margas). 5: Jurássico Médio (Aaleniano a Caloviano: calcários, calcários margosos e margas). 6: Jurássico Superior (Oxfordiano a Titoniano: calcários, calcários margosos e margas, passando a conglomerados, arenitos e lutitos). 7: Cretácico Inferior a Superior (Aptiano a Cenomaniano: Formação de Figueira da Foz: conglomerados, arenitos e lutitos). 8: Cretácico Superior (Cenomaniano - Turoniano: Formação de Costa d’Arnes: calcários, calcários margosos e

Como consequência desta organização basinal, a expressão do registo estratigráfico mesozoico da região do Baixo Mondego vem a refletir, precisamente, esta sucessão de intervalos em que a evolução paleogeográfica assumiu facetas tão díspares, como a da prevalência de episódios de forte continentalização durante o Triássico (SOARES *et al.*, 2012), os quais, já no decurso do Jurássico Inferior, a partir do Hetangiano e Sinemuriano, deram lugar à instalação progressiva do domínio marinho, em contextos de planície litoral e lagunares (Formações de Pereiros e de Coimbra) e de rampa carbonatada, exemplificados no decurso da presente excursão (e.g. SOARES, 1985; ALMEIDA *et al.*, 1990; ROCHA *et al.*, 1991; DUARTE & SOARES, 2002; AZERÊDO *et al.*, 2003; DUARTE, 2007). Nalgumas destas unidades, sobretudo as do Toarciano e Aaleniano, o caráter distal da sedimentação é evidenciado pela prevalência de fácies tradutoras de sedimentação rítmica margo-calcária, ricas de cefalópodes (e.g. DUARTE, 1995, 1997; DUARTE *et al.*, 2004).

Ao intervalo Caloviano-Oxfordiano corresponde, por sua vez, importante descontinuidade sedimentar, extensível a toda a bacia e conciliável com o início da importante fase de *rifting* oxfordiana (RIBEIRO *et al.*, 1979; AZERÊDO *et al.*, 2002), a qual conduziu a novas reorganizações do espaço sedimentar e quadro estrutural prevaletentes (ver KULLBERG *et al.*, 2012). A sedimentação jurássica, no Baixo Mondego, passou a centrar-se, doravante, a ocidente de Montemor-o-Velho, nela se articulando cortejos de fácies marinhas litorais, lagunares e fluvio-deltaicas (RUGET-PERROT, 1961; ROCHA *et al.*, 1981), num contexto paleogeográfico marginal a um rearranjo basinal polarizado bastante mais a sul, na região de Lisboa - Cascais - Sintra.



- margas). 9: Cretácico Superior (Turoniano a Maastrichtiano: arenitos e conglomerados, passando a lutitos vermelhos). 10: Cenozoico (Paleogénico e Miocénico: Formação de Bom Sucesso: arenitos e conglomerados). 11: Cenozoico (Pliocénico: conglomerados e arenitos). 12: Plistocénico (depósitos de terraço fluvial). 13: Plistocénico e Holocénico (tufos calcários). 14: Plistocénico (areias de cobertura, marinhas e eólicas). 15: Holocénico (areias de duna e de praia). 16: Holocénico (depósitos aluvionares: conglomerados, areias, argilas).

Quanto ao Cretácico, as unidades presentes no Baixo Mondego são de natureza essencialmente silicilástica, com exceção do corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano (e.g. SOARES, 1966, 1972, 1980; SOARES & REIS, 1984), sendo representativas da sucessão pós-*rift* do Aptiano-Albiano e Cretácico Superior atrás referida. Iniciam-se por espessa série detrítica-grosseira (Formação de Figueira da Foz; DINIS, 2001), discordante sobre um substrato jurássico carsificado e ligada à progradação de sistemas fluviais que evoluem para contextos fluvio-deltaicos e de planície mareal.

À sua transição para a plataforma carbonatada cenomaniana (e.g. Formação de Costa d'Arnes; ROCHA *et al.*, 1981), observada no decurso da presente excursão, corresponde a introdução de termos mistos e carbonatados com fauna marinha litoral, formando superfície transgressiva reconhecida em todos os setores do Baixo Mondego. A instalação da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, durante o Cenomaniano superior e até ao Turoniano inferior, está relacionada com os grandes máximos eustáticos, ao tempo registados no proto-Atlântico, e a sua articulação sequencial e associações de cefalópodes são perfeitamente correlativas da vizinha plataforma carbonatada da Bacia Ibérica, Espanha (e.g. BARROSO-BARCEÑILLA *et al.*, 2011; SEGURA *et al.*, 2012).

Entre o Turoniano inferior e o Santoniano, a organização sedimentar cretácica no Baixo Mondego é predominantemente regressiva, sendo marcada pela progradação de planície aluvial micácea (Formação de Furadouro), a que se sobrepõem espessos litossomas siliciclásticos grosseiros (Formação de Oiã) (BARBOSA, 1981; BARBOSA *et al.*, 1988). Segue-se importante rotura intra-cretácica, próxima da transição Santoniano-Campaniano, com reorganização do quadro paleogeográfico e dos cortejos de fácies a ele associadas, as quais passam a ser predominantemente argilosas e de tom avermelhado (tipo “*Garum*”). Esta unidade de topo do Cretácico Terminal (Formação de Taveiro) revelou a existência de importante jazida com restos de vertebrados, em antigos barreiros localizados próximo de Taveiro, alguns quilómetros a sul de Coimbra (ANTUNES & PAIS, 1978; ANTUNES, 1979), coroando, assim, o riquíssimo universo estratigráfico e paleontológico que constitui o Mesozóico da região que nos propomos visitar brevemente: Coimbra e Baixo Mondego.

PARAGEM 1 // PARADA 1

O Jurássico Inferior na região de Rabaçal: aspetos estratigráficos, sedimentológicos e paleontológicos do Pliensbaquiano - Toarciano

El Jurásico Inferior en la región de Rabaçal: aspectos estratigráficos, sedimentológicos y paleontológicos del Pliensbachense - Toarciense

Luís V. Duarte, Ricardo Paredes & María José Comas-Rengifo

Resumo: A região de Rabaçal, localizada na porção setentrional da Bacia Lusitânica, constitui um dos setores mais importantes para o estudo do Jurássico Inferior de Portugal. Neste setor da bacia observa-se uma sucessão estratigráfica datada do Pliensbaquiano - Toarciano, praticamente contínua, que abrange as formações de Vale das Fontes, Lemedé, S. Gião e Póvoa da Lomba e que têm sido objeto de vários trabalhos nos diversos domínios da estratigrafia, sedimentologia e paleontologia. Nesta paragem, que será efetuada em Fonte Coberta, para além das características sedimentares e estratigráficas inerentes a cada uma das unidades, e de outras importantes valências, irão observar-se e discutir-se aspetos preponderantes associados à diversidade de macro-invertebrados na passagem Pliensbaquiano -Toarciano, bem como aspetos relativos à dinâmica sedimentar ocorrida ao longo do Toarciano inferior.

Resumen: La región de Rabaçal se localiza en la parte septentrional de la Cuenca Lusitánica y constituye uno de los sectores más importantes para el estudio del Jurásico Inferior de Portugal. En este sector de la cuenca se observa una sucesión estratigráfica, prácticamente continúa, de más 200 m de espesor de edad Pliensbachense - Toarciense. Comprende las formaciones Vale das Fontes, Lemedé, S. Gião y Póvoa da Lomba que han sido objeto de varios trabajos de índole estratigráfico, sedimentológico y paleontológico. En la sección de Fonte Coberta se pueden observar

las características sedimentarias y estratigráficas de cada una de las unidades y, en especial, analizar con detalle dos aspectos importantes de dicha sucesión: los materiales del tránsito Pliensbachense - Toarciense y la diversidad de macroinvertebrados fósiles que contienen, y las variaciones de facies, la evolución secuencial y la interpretación paleoambiental de los sedimentos del Toarciense inferior.

Localização: Lat. 40°03'55" N; Long. 008°27'35" W.

Introdução e objetivos

A região de Rabaçal, localizada na porção setentrional da Bacia Lusitânica (BL), constitui um dos setores mais importantes para o estudo do Jurássico Inferior de Portugal (DUARTE, 1997, 2004, 2007; DUARTE & SOARES, 2002). A cerca de 16 km a sul de Coimbra e a 2 km de Rabaçal (Figura 2) observa-se uma sucessão estratigráfica datada do Pliensbaquiano-Toarciano, praticamente contínua, com mais de 200 m de espessura, que abrange as formações de Vale das Fontes, S. Gião, Lemedo e Póvoa da Lomba (Figura 3) (DUARTE & SOARES, 2002). Conhecidos na literatura geológica como de Maria Pares e de Fonte Coberta, estes perfis têm sido objeto de vários trabalhos nos diversos domínios da estratigrafia, sedimentologia e paleontologia (e.g. MOUTERDE *et al.*, 1964-65; DUARTE, 1997, 2004; COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013; REOLID & DUARTE, 2014; SILVA *et al.*, 2015; PAREDES *et al.*, 2016; MIGUEZ-SALAS *et al.*, 2017). Em Fonte Coberta, para além das características sedimentares e estratigráficas inerentes a cada uma das unidades, e de outras importantes valências, irão observar-se e discutir-se dois aspetos preponderantes da série estratigráfica: Passagem Pliensbaquiano - Toarciano: a diversidade de macro-invertebrados antes da extinção e variação de fácies, evolução sequencial e interpretação paleoambiental do Toarciano inferior.

Enquadramento litostratigráfico

Definem-se neste setor da BL, e em especial no perfil de Maria Pares, as seguintes formações (ver DUARTE & SOARES, 2002):

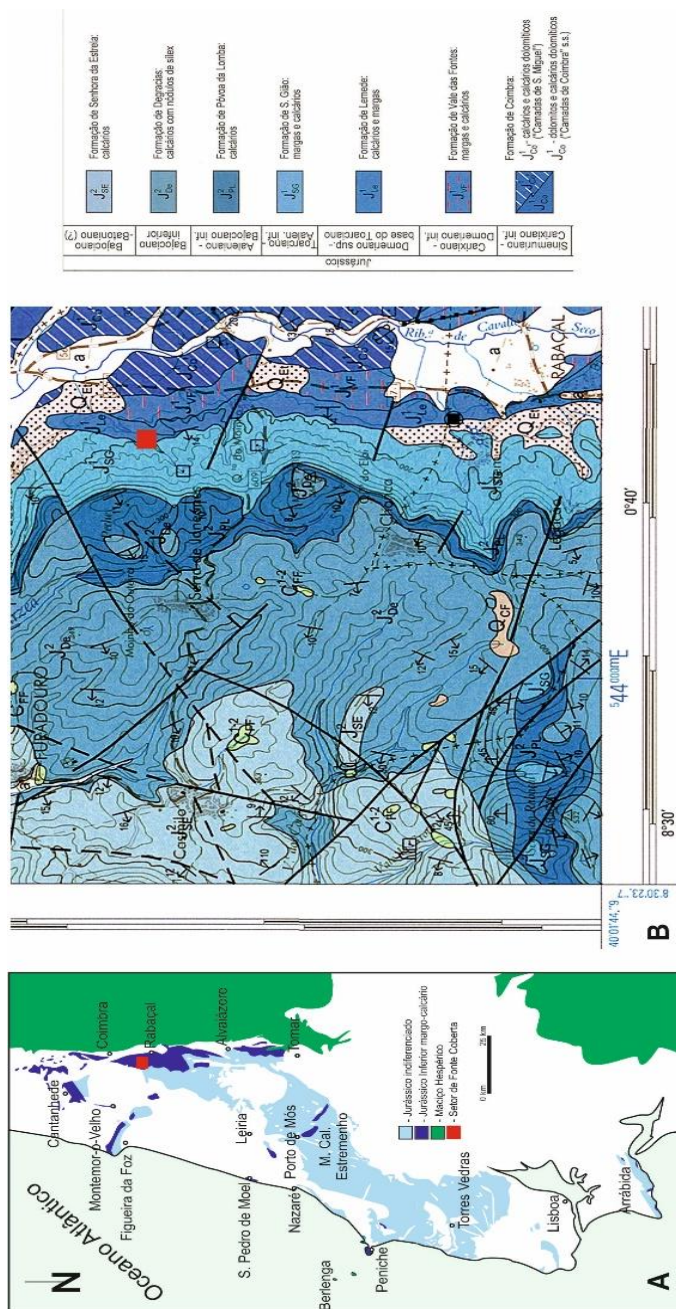


Figura 2 - A: Distribuição espacial dos afloramentos do Jurássico Inferior margo-calário na Bacia Lusitânica. B: Extrato da Folha 19D - Coimbra-Lousã da Carta Geológica de Portugal à escala 1:50.000 (SOARES *et al.*, 2005) com a localização do perfil estratigráfico de Fonte Coberta.

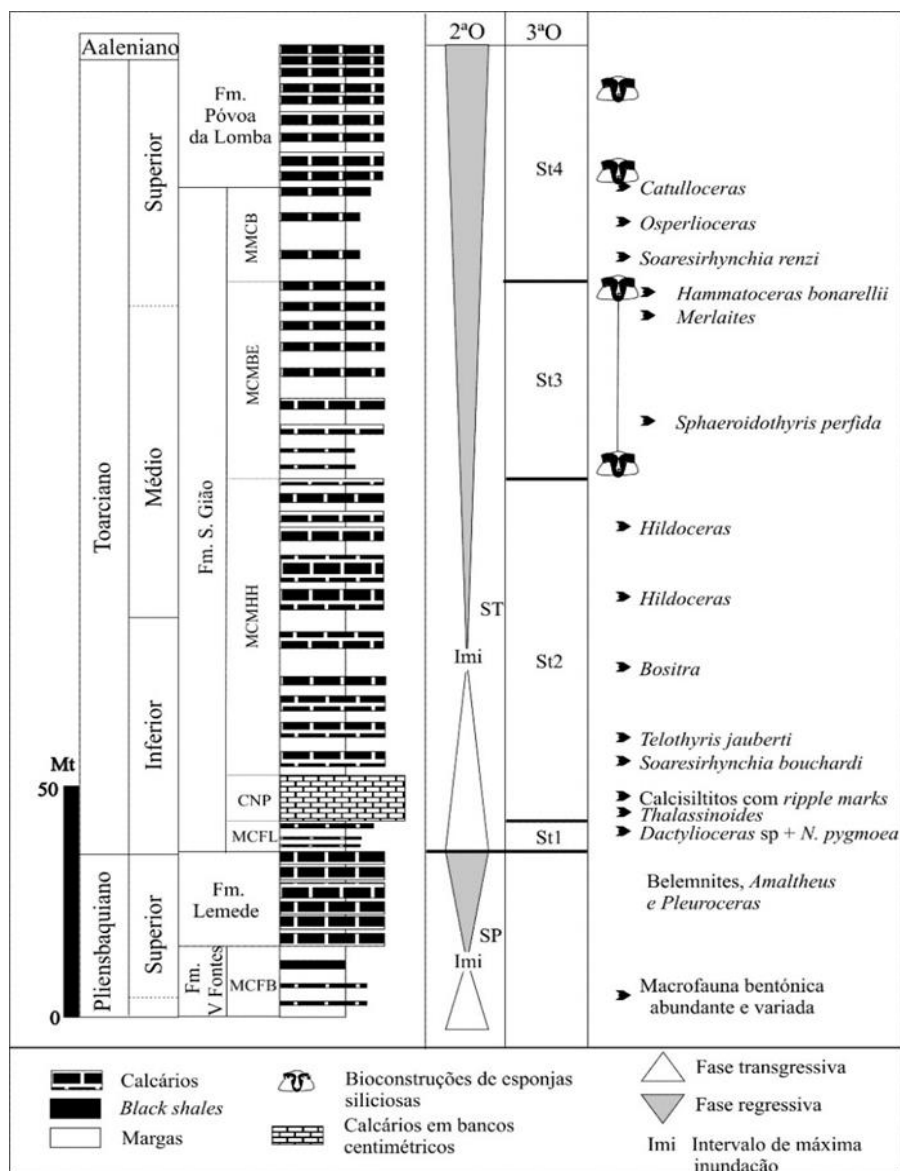


Figura 3 - Perfil estratigráfico sintético do Pliensbaquiano superior - Aaleniano inferior aflorante em Rabaçal: litostratigrafia, estratigrafia sequencial (2ª e 3ª ordens) e algumas características sedimentares (in DUARTE, 2007).

1) Formação (Fm) de Vale das Fontes: Aflora apenas a parte superior desta unidade, que regista uma sucessão de domínio margoso, por vezes de cor cinzenta escura e com alguns níveis particularmente ricos em matéria orgânica. Do ponto de vista fossilífero, é notória a abundância em amonoides e belemnites, entre outros fósseis de invertebrados bentónicos. É datada do Pliensbaquiano.

2) Fm de Lemedé: Corresponde a uma sucessão alternante marga-calcário, mais expressiva na componente calcária (fundamentalmente de biomicritos/*wackestone*), com estratos de espessura decimétrica (Figura 4A). A unidade é bastante fossilífera, com realce para as belemnites e amonoides. Circunscrevendo-se à parte terminal do Pliensbaquiano - extrema base do Toarciano, mostra uma espessura de cerca de 20 m.

3) Fm de S. Gião: De natureza margo-calcária, esta unidade é datada do Toarciano, desde a sua extrema base (Cronozona Polymorphum) até à base da Cronozona Meneghinnii, apresentando neste local uma espessura total à volta de 145 m. De acordo com DUARTE & SOARES (2002) esta Formação, que tem em Maria Pares o seu perfil-tipo, é subdividida em cinco membros, todos eles bem datados com base no registo de amonoides e nanofósseis calcários (MOUTERDE *et al.*, 1964-65; PERILLI & DUARTE, 2006):

Membro (Mb) Margo-calcários com fauna de *Leptaena* (MCFL) - Esta unidade é predominantemente margosa, de cor cinzenta, e extremamente fossilífera, exibindo neste local cerca de 7 m de espessura. É composta por alternâncias de margas decimétricas com bancos de calcário margoso centimétrico, muito ricos em amonites, braquiópodes, belemnites, bivalves e *Zoophycos* (Figura 4B).

Mb Calcários nodulosos em plaquetas (CNP) - É composto por alternâncias regulares, centimétricas, de calcários micríticos, microcristalinos e calcissiltíticos (finas películas quartzosas e micáceas) e de margas castanho-cinzentadas muito pobres em carbonato. A norte deste local, a base da unidade é consideravelmente mais margosa e espessa. Os elementos macrofaunísticos são extremamente raros ocorrendo, por vezes, algumas amonites. Por outro lado, a bioturbação é intensa, com

belos exemplares de *Thalassinoides*. Exibe neste local cerca de 7 m de espessura (Figura 4B).

Mb Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras* (MCMHH) - É composto por alternâncias de margas e margas calcárias em bancadas por vezes métricas, com calcários margosos e micríticos, estes últimos em plaquetas centimétricas. Verticalmente, esta unidade parece diferenciar-se em três compartimentos, com características litológicas e paleontológicas distintas. Assim, na base, a sucessão é notoriamente de domínio calcário, sendo típica uma associação de braquiópodes com amonoides. Na parte intermédia define-se um compartimento tendencialmente mais margoso e pouco fóssilífero. No topo, consideravelmente mais calcário, salienta-se apenas a ocorrência de horizontes muito ricos em amonoides. Apesar desta diferenciação, a sucessão alternante marga/calcário parece mostrar uma certa ciclicidade, a diversas escalas de observação. Este membro é o mais espesso de toda a Fm de S. Gião, com cerca de 63 m de espessura (Figura 4C).

Mb Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários (MCMBE) - Corresponde, geralmente, a alternâncias regulares marga calcária/calcário margoso, num conjunto acinzentado e numa relação muito próxima de 3:1. As superfícies de estratificação são, por vezes, muito irregulares, intercalando fácies mais bioclásticas (biomicritos/*packstone*). Uma das características que individualiza esta unidade tem a ver com a presença de bioconstruções de espongiários siliciosos (*mud mounds*), em pequenos bioermas de expressão decimétrica a métrica. Nestes corpos define-se uma grande diversidade macrofaunística, embora essa particularidade não seja evidente na sucessão marga/calcário. A espessura totaliza cerca de 43 m.

Mb Margas e margas calcárias com braquiópodes (MCMB) - Unidade essencialmente margosa, atingindo muito raramente o pólo calcário (margoso). A presença de pequenos braquiópodes, principalmente na base do membro, constitui a componente fóssilífera mais saliente de toda a unidade. A espessura não excede os 22 m.

4) Fm da Póvoa da Lomba: A base desta unidade (cronozonas Meneghinini - Opalinum) é composta por uma sucessão muito

bioturbada de alternâncias marga-calcário, com incremento superior do pólo carbonatado (biomicrito/*wackestone*, localmente *packstone*), ao qual se associa a ocorrência de bioconstruções de espongiários. A sucessão mostra uma ciclicidade bem patente à escala da 5ª e 4ª ordens (Figura 4D), assim como bons exemplos de registos de icnofósseis (*Zoophycos*, *Thalassinoides* e *Chondrites*).



Figura 4 - A: Aspeto da sucessão carbonatada da parte terminal da Fm de Lemedede na região de Condeixa. B: Contacto entre as formações de Lemedede e de S. Gião e distribuição espacial dos seus três primeiros membros (região de Condeixa). Siglas explicadas no texto. C: Vista geral das alternâncias margo-calcárias que caracterizam o Mb Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras* da Fm de S. Gião na região de Rabaçal. D: Detalhe da estratonomia e ciclicidade de 4ª e 5ª ordens da base da Fm da Póvoa da Lomba no perfil de Rabaçal (Retirado de DUARTE, 2012).

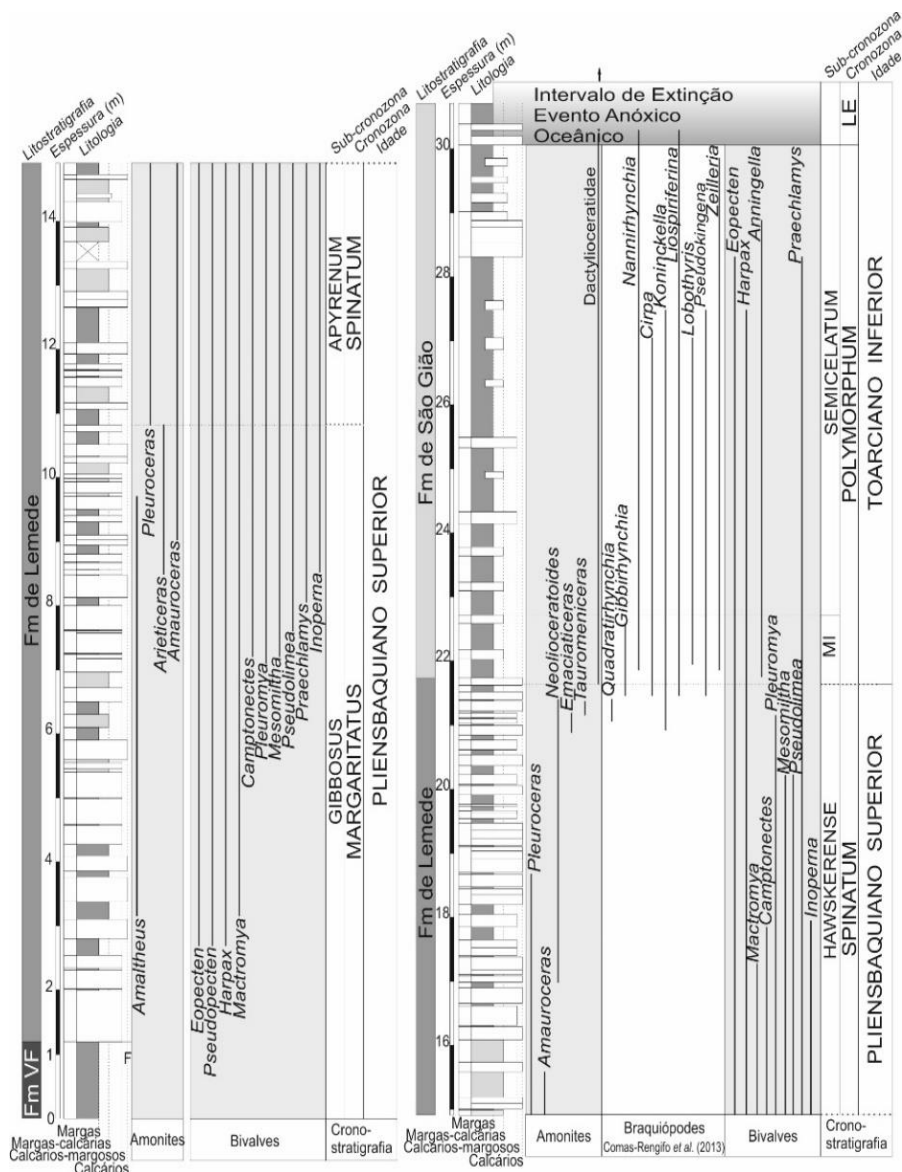


Figura 5 - Repartição estratigráfica dos géneros de macro-invertebrados registados no Pliensbaquiano superior (p.p.) -Toarciano inferior basal de Fonte Coberta. Fm VF: Fm de Vale das Fontes; MI: Mirabile; LE: Levisoni; F: falha. Adaptado de PAREDES et al. (2016).

Passagem Pliensbaquiano - Toarciano: a diversidade de macro-invertebrados antes da extinção

O intervalo Pliensbaquiano superior - Toarciano inferior, mostrado nesta paragem, corresponde a um período crítico da história da Terra com grandes mudanças biológicas (e.g. STANLEY & LUCZAJ, 2014; BENTON, 2015). Com o estudo detalhado das associações de fósseis registadas no perfil de Fonte Coberta pretende-se evidenciar a sucessão biostratigráfica baseada em amonites, bem como detalhar aspetos da macrofauna bentónica (bivalves e braquiópodes) e realçar sua diversidade antes da extinção do Toarciano inferior (e.g. GÓMEZ & GOY, 2011; DERA *et al.*, 2015).

O perfil de Fonte Coberta apresenta-se como uma sucessão em continuidade estratigráfica que abrange o Pliensbaquiano superior (*p.p.*) e o Toarciano inferior basal, aflorando boa parte das formações litostratigráficas acima referidas (Figura 3). A sucessão estratigráfica observa-se ao longo do leito de uma linha de água sazonal.

Na Fm de Lemedé existe um bom registo de fósseis bem conservados de macro-invertebrados bentónicos bem como de nectónicos (Figuras 5-6). A ocorrência de amonites ao longo da sucessão permite caracterizar as três zonas da escala padrão, duas do Pliensbaquiano superior e a primeira do Toarciano. Assim, na Cronozona Margaritatus (Pliensbaquiano superior) reconhecem-se frequentes espécies do género *Arietoceras* (Figura 6.3) e amaltheídeos, em especial *Amaltheus margaritatus* (Monfort) (Figura 6.1); na Cronozona Spinatum identificou-se uma completa sucessão de espécies do género *Pleuroceras* [*P. solare* (Phillips), Figuras 6.4-5], que são substituídas por distintas formas de Hildoceratidae [*Emaciatoceras*, *Canavaria*, *Tauromeniceras* [*T. mazieteri* (Dubar), Figura 6.6], como também se observa noutras bacias da Península Ibérica (COMAS-RENGIFO *et al.*, 2016). A base do Toarciano é reconhecida pelo registo dos primeiros elementos de *Dactylioceras* (*Eodactylites*).

Os braquiópodes são escassos e de difícil determinação taxonómica, devido ao seu deficiente estado de preservação, na parte inferior da secção de Fonte Coberta. Contudo são abundantes, diversos e bem preservados nos materiais da

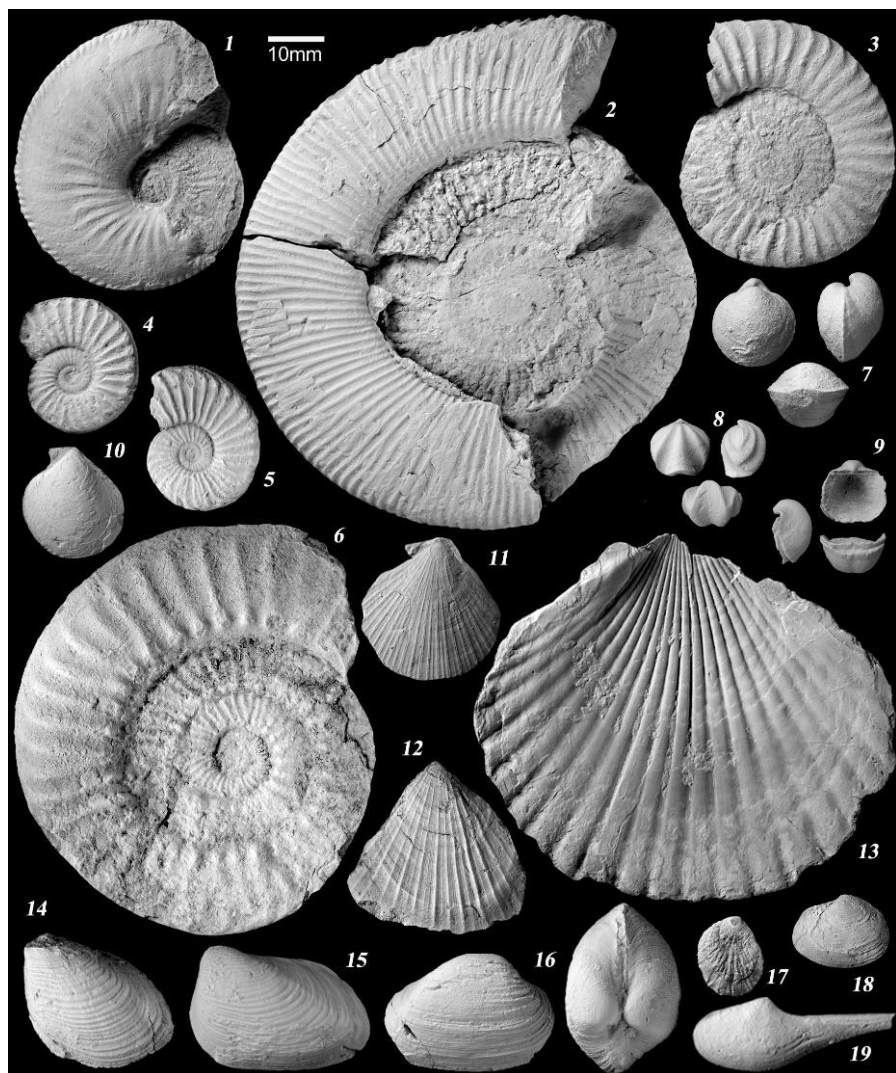
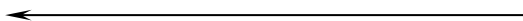


Figura 6 - 1: 1FC38, *Amaltheus margaritatus* (Montfort). 2: FC12.3, *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *semicelatum* (Simpson). 3: 1FC56-*Arietoceras* gr. *algovianum* (Oppel). 4-5: 1FC66-1FC62, *Pleuroceras solare* (Phillips). 6: 1FC132, *Tauromeniceras mazetieri* (Dubar). 7: FC12, *Liospiriferina* cf. *falloti* (Corroy). 8: FC8.11, *Nannirhynchia pygmaea* (Morris) (x2). 9: FC8.12, *Koninckella liasina* (Bouchard) (x2). 10: 1FC68, *Camptonectes subulatus* (Münster). 11: 1FC54t, *Praechlamys valoniensis* (Defrance). 12: 1FC7, *Eopecten velatus* (Goldfuss). 13: 1FC14,

Cronozona Polymorphum, na extrema base do Toarciano. Registam-se espécies típicas das distintas bioprovincias de braquiópodes (Figuras 6.7-9), como por exemplo, a chamada “Fauna de *Koninckella*”, relacionadas com ambientes sedimentares profundos ou pobres em oxigénio. O seu desaparecimento surge em torno do limite entre as cronozonas Polymorphum-Levisoni, facto também registado em outras áreas da BL, como em Peniche (COMAS-RENGIFO *et al.*, 2013, 2015).

A sucessão dos moluscos bivalves é caracterizada pela diversidade referida para este intervalo (PAREDES, 2014), com predomínio, até à Subcronozona Hawskerense (Pliensbaquiano superior), de formas infaunais (que viviam totalmente enterradas no sedimento), bem representadas por *Mactromya cardioides* (Phillips) (Figura 6.16), *Pleuromya* aff. *costata* (Young & Bird) (Figura 6.15) e *Mesomiltha* sp. (Figura 6.18) assim como semi-infaunais como *Inoperna*. Prevalecem depois, entre os anteriormente registados, apenas alguns taxones epifaunais repousantes de vida livre (com modo de vida em estádios juvenis, por vezes com bisso), com espécies pertencentes aos géneros *Praechlamys* [*P. valoniensis* (Defrance), Figura 6.11] e *Eopecten* [*E. velatus* (Goldfuss), Figura 6.12]. A espécie de plicatulídeo [*Harpax spinosa* (J. Sowerby), Figura 6.17] predomina nas associações como epibionte, colonizando de forma incrustante as superfícies disponíveis. O seu registo é caracterizado por uma miniaturização morfológica (PAREDES, 2016), interpretada como estratégia adaptativa pré-extinção. Os últimos representantes, de entre os moluscos bentónicos pré-extinção, pertencem ao género *Anningella* [*A.* nov. sp., Figura 6.14]. O evento de extinção do Toarciano Inferior (e.g. LITTLE & BENTON, 1995; CASWELL *et al.*, 2009) reconhece-se nesta secção com o desaparecimento total das associações faunísticas anteriormente registadas (amonites, braquiópodes e bivalves).



Pseudopecten equivalvis (J. Sowerby). 14: 1FC90, *Anningella* nov. sp. 15: 1FC80, *Pleuromya* aff. *costata* (Young & Bird). 16: 1FC82, *Mactromya cardioides* (Phillips). 17: 1FC9, *Harpax spinosa* (J. Sowerby). 18: 1FC12, *Mesomiltha* sp. 19: 1FC40, *Ryderia doris* (d'Orbigny) (x2). Exemplares 7-9 refigurados de COMAS-RENGIFO *et al.* (2013). Retirado de PAREDES *et al.* (2016).

Variação de fácies, evolução sequencial e interpretação paleoambiental do Toarciano inferior

A sucessão sedimentar compreendida entre o Pliensbaquiano terminal e o Toarciano inferior aflorante neste sector da BL mostra uma grande variabilidade de fácies, que resulta na diferenciação das formações de Lemedé e de S. Gião. Dentro desta última, dos seus três primeiros membros (Figuras 3, 4B): MCFL, CNP e a base de MCMHH. Com efeito, definem-se nestes três membros, duas sequências deposicionais de 3ª ordem (ST1 e ST2), delimitadas por descontinuidades isócronas à escala regional (DT1 a DT3) (Figura 7A). Para além da variação faciológica (litofácies e biofácies), que está na base do quadro litostratigráfico e da interpretação sequencial, enfatiza-se neste local a variação isotópica do carbono ($\delta^{13}\text{C}$), uma ferramenta muito importante na análise do evento anóxico oceânico do Toarciano inferior (EOA-T) da BL (ver, por exemplo, HESSELBO *et al.*, 2007; SUAN *et al.*, 2010). Como se poderá constatar a seguir, parece existir uma relação estreita entre a curva do $\delta^{13}\text{C}$ e a evolução sequencial proposta (DUARTE *et al.*, 2004a, 2007).

Sequências Depositionais de 3ª ordem e limites sequenciais

Caracterizam-se de seguida as duas sequências identificadas assim como as respetivas descontinuidades (DT; limites de sequência) enquadrantes. Tal como é documentado em DUARTE (1997, 2007) e DUARTE *et al.* (2004a, 2004b), todo este desenvolvimento sequencial tem expressão em toda a bacia, sendo controlado temporalmente através da ocorrência sistemática de amonoides. Por razões óbvias, este facto constitui uma mais-valia em toda a interpretação sequencial.

ST1: Esta sequência corresponde ao Mb MCFL, sendo a unidade mais argilosa de todo o Toarciano. As alternâncias marga-calcário mostram uma ritmicidade à escala da 5ª e 4ª ordens (parassequências e grupos de parassequências). Grande parte desta sequência é interpretada como associada a um cortejo transgressivo (3ª ordem). Entre os diversos aspectos estratónómicos e a análise de outros parâmetros, o intervalo de máxima inundação poderá corresponder ao horizonte rico em amonoides (Dactylioceratídeos) observado no topo do Mb MCFL

(Figura 7B) e reconhecido praticamente em toda a bacia. Esta tendência transgressiva é acompanhada por uma excursão positiva do $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 8).

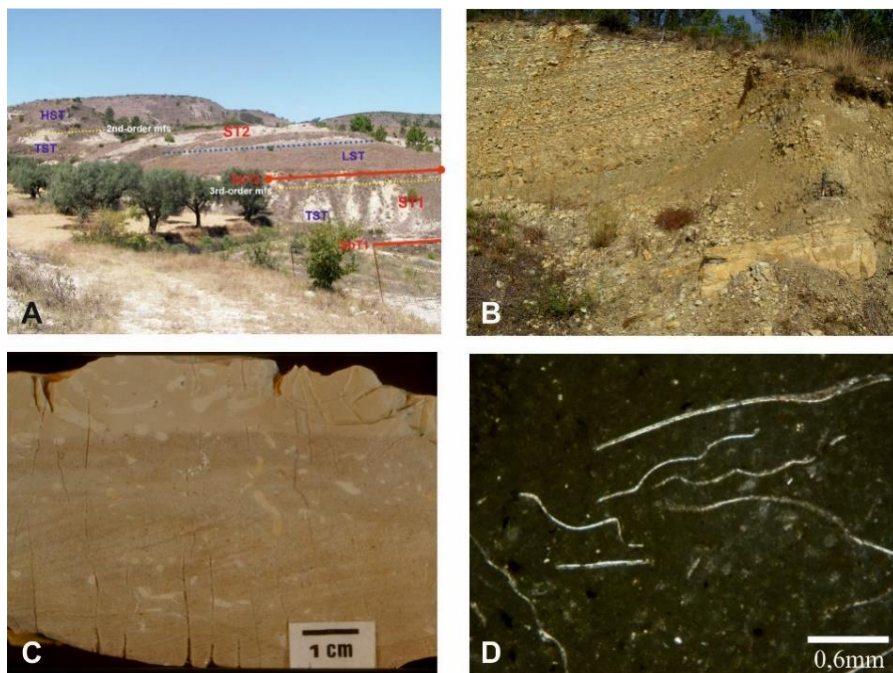


Figura 7 - A: Interpretação sequencial da base da Fm de S. Gião (Toarciano inferior) com definição das sequências deposicionais de 3ª ordem (ST1 e ST2), seus limites e cortejos sedimentares (siglas explicadas no texto). B: Pormenor do limite entre ST1 e ST2 (martelo), ilustrando a grande variação de fácies observada entre os dois primeiros membros da Fm de S. Gião. De realçar a estratonomia e o carácter noduloso do Mb CNP. C: Detalhe do desenvolvimento microssequencial de uma plaqueta de calcário do Mb CNP, ilustrando dois tipos de fácies bem distintas: na base, calcarenite com estrutura entrecruzada; no topo, calcilutite muito bioturbada. D: Fotomicrografia de nível de calcário rico em bivalves de concha fina, associado à máxima inundação de ST2 (Retirado de DUARTE, 2012).

ST2: Esta sequência envolve a totalidade dos membros CNP e MCMHH. Começa com margas e argilitos acastanhados que caracterizam a base do Mb CNP no setor norte da BL. As litofácies

típicas deste membro, materializadas por calcarenitos finos (quartzosos e micáceos) e calcilitos com estruturas amalgamadas, entrecruzadas de médio (Figura 7C) a baixo ângulo, ripples de deriva e simétricos evidenciam, comparativamente ao membro subjacente, condições sedimentares de menor coluna de água. O tipo de organização microsequencial, geralmente com intensa bioturbação devido à ocorrência de *Thalassinoides* (MIGUEZ-SALAS *et al.*, 2017), parece resultar de mecanismos tempestítico-turbidíticos, associados a um cortejo de baixo nível marinho (LST), imposto por uma importante fase tectónica (ver DUARTE, 1997; KULLBERG *et al.*, 2001). A parte superior de ST2 é coincidente com o Mb MCMHH, onde a sedimentação retorna a alternâncias margálicas-calcárias. A base desta unidade corresponde a uma fase transgressiva, documentada por um aumento da acumulação argilosa, rica de amonóides e braquiópodes (terebratulídeos e rinconelídeos). Estes sedimentos evidenciam condições pelágicas, suportadas pela ocorrência de horizontes ricos de bivalves de concha fina (*Bositra* sp.) (Figura 7D). Este evento transgressivo (intervalo de máxima inundação datado do final do Toarciano inferior) é sobreposto por um pacote espesso de alternâncias margálicas-calcárias numa geometria prográdante à escala da bacia e marcada por forte ciclicidade. Verticalmente, a sucessão é progressivamente mais calcária, ilustrando a fase regressiva de ST2. Esta tendência é corroborada pelo registo do $\delta^{13}\text{C}$ que apresenta uma diminuição gradual dos seus valores (Figura 8).

Descontinuidades

DT1: Esta descontinuidade é observada no topo da Fm de Lemedé, correspondendo à mudança sedimentar ocorrida entre aquela unidade e a Fm de S. Gião (Figuras 7A-B). Esta descontinuidade, datada da extrema base do Toarciano inferior (base da Cronozona Polymorphum), marca um aprofundamento da sedimentação, resultante de evento eustático reconhecido à escala supra-regional (ver discussão em DUARTE *et al.*, 2004a, 2007).

DT2: Corresponde ao limite entre os membros MCFL e CNP (Figura 7B), onde se observa uma das mudanças sedimentológicas e paleontológicas mais marcantes de todo o Jurássico inferior e médio. Com datação próxima do limite entre as cronozonas

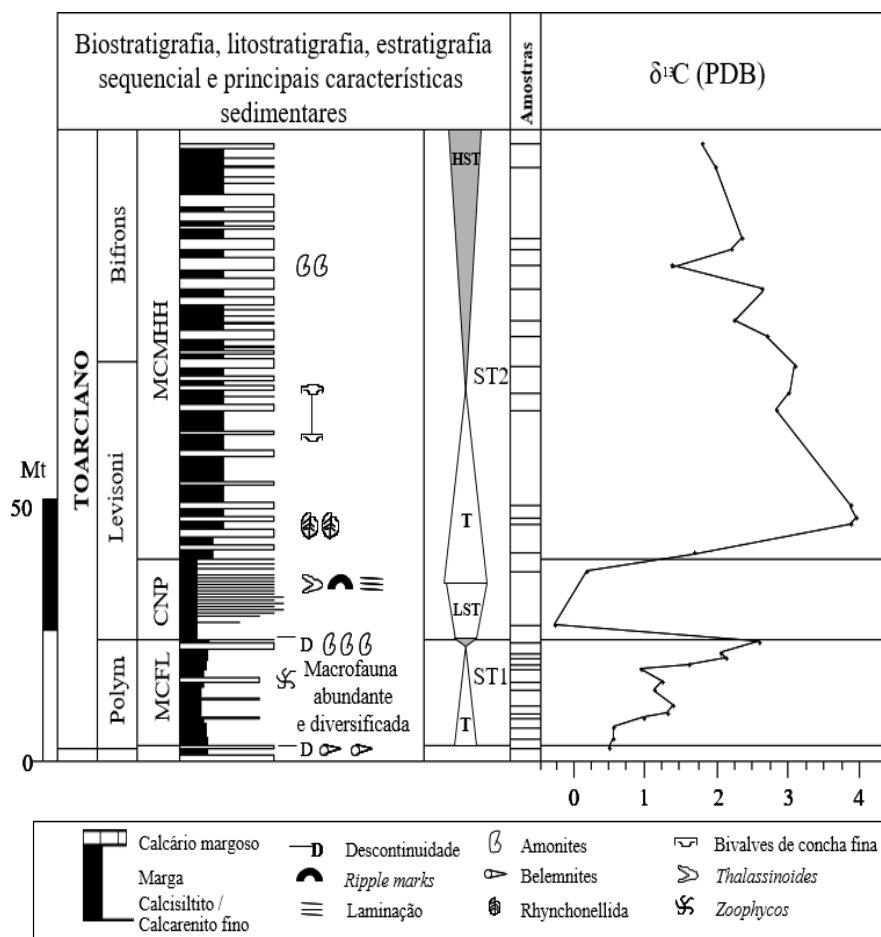


Figura 8 - Quadro estratigráfico, sedimentológico sintético do Toarciano inferior aflorante na região de Coimbra, cerca de 25 km a norte do Rabaçal. Evolução do $\delta^{13}\text{C}$ (segundo DUARTE *et al.*, 2004a). Polym: Polymorphism; T: Prisma transgressivo; LST: Prisma de baixo nível marinho; HST: Prisma de alto nível marinho. Restantes siglas explicadas no texto.

Polymorphism - Levisoni, a variabilidade sedimentar parece refletir uma significativa atividade tectónica e climática (DUARTE, 1997; KULLBERG *et al.*, 2001; SUAN *et al.*, 2010; RODRIGUES *et al.*, 2016), bem patente na região de Peniche. Na região de Coimbra - Rabaçal, esta descontinuidade marca uma excursão negativa

repentina na evolução do $\delta^{13}\text{C}$ (DUARTE *et al.*, 2004a, 2007; Figura 8), associada à grande perturbação do ciclo do dióxido carbono resultante do EAO-T.

DT3: Este limite sequencial corresponde a uma superfície transgressiva que ocorre entre os membros MCMHH e MCMBE, reconhecida à escala mesoscópica na região do Rabaçal. Corresponde a uma descontinuidade regional, que marca uma mudança na topografia do fundo marinho (DUARTE, 1997; DUARTE *et al.*, 2004a, 2004b). A base de ST3 (e de MCMBE) é marcada pela ocorrência de bioconstruções de espongiários (ver discussão em DUARTE *et al.*, 2001; REOLID & DUARTE, 2014).

Agradecimentos: Este trabalho é uma contribuição aos projetos UID/MAR/04292/2013, MARE (FCT-Portugal), CGL2015-66604-R (MINECO, Espanha) e ao Grupo UCM “Procesos Bióticos Mesozoicos”.

PARAGEM 2 // PARADA 2

Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho): a transgressão marinha do Cenomaniano (Cretácico Superior) na Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa

Costa d'Arnes (Montemor-o-Velho): la transgresión marina del Cenomaniense (Cretácico Superior) en la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa

Pedro M. Callapez, Fernando Barroso-Barcenilla, António Ferreira Soares, Manuel Segura & Júlio Fonseca Marques

Resumo: A Costa d'Arnes é um dos principais afloramentos da região do Baixo Mondego para observação de registos marinhos do Cretácico Superior, localizando-se na periferia do “Eixo de Arunca - Montemor”, um dos principais eixos tectónicos do subdomínio setentrional da Orla Meso-Cenozoica Ocidental. Estes registos estão ligados à instalação e evolução sedimentar da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa, durante o Cenomaniano e Turoniano inferior (ca. 100 a 91 M.a.). Na Costa d'Arnes observa-se a totalidade dos níveis marinhos do Cenomaniano médio e superior que constituem a “Formação Carbonatada”, na sua maior parte ricos de associações de cefalópodes afins à Tétis, similares às existentes na Bacia Ibérica e no Norte de África. A estratonomia do corpo carbonatado está hierarquizada em níveis com distintas litofácies e associações fósseis, com expressão cartográfica e designados pelas letras maiúsculas “B” a “J”. Na base do Cenomaniano superior (nível “C”), os cefalópodes incluem *Angulithes*, *Neolobites* e *Calycoceras*, surgindo os primeiros *Vascoceras* a partir do nível “E”. O limite Cenomaniano-Turoniano posiciona-se no topo do nível “J”. A análise das fácies e faunas de invertebrados marinhos presentes sugere a prevalência de um domínio de plataforma externa, com condições marinhas francas e fundos estáveis, oxigenados e ricos de nutrientes, que permitiram a proliferação biótica.

Resumen: La Costa d'Arnes constituye uno de los principales afloramientos de la región del Bajo Mondego para la observación de registros marinos del Cretácico Superior, localizándose en la periferia del "Eje de Arunca - Montemor", uno de los principales ejes tectónicos del subdominio septentrional de la Orla Meso-Cenozoica Occidental. Estos registros están ligados a la instalación y evolución sedimentaria de la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa, durante el Cenomaniense y Turoniense inferior (ca. 100 a 91 M.a.). En Costa d'Arnes se observa la totalidad de los niveles marinos del Cenomaniense medio y superior que constituyen la "Formación Carbonatada", en su mayor parte ricos en asociaciones de cefalópodos afines al Tetis, similares a las existentes en la Cuenca Ibérica y el Norte de África. La arquitectura estratigráfica del cuerpo carbonatado está jerarquizada en niveles con distintas litofacies y asociaciones fósiles, con expresión cartográfica y designados por las letras mayúsculas "B" a "J". En la base del Cenomaniense superior (nivel "C"), los cefalópodos incluyen *Angulithes*, *Neolobites* y *Calycoceras*, surgiendo los primeros *Vascoceras* a partir del nivel "E". El límite Cenomaniense-Turoniense se sitúa en el techo del nivel "J". El análisis de las facies y las faunas de invertebrados marinos presentes sugiere el predominio de un medio de plataforma externa, con condiciones marinas netas y fondos estables, oxigenados y ricos en nutrientes, que permitieron la proliferación biótica.

Localização: Lat. 40° 09'11"N; Long. 008°40'15" W.

Introdução e objetivos

A Costa d'Arnes é um dos locais clássicos para o estudo do Cretácico Superior em Portugal. Compreende uma sucessão estratigráfica bastante completa e rica de elementos paleontológicos, que regista, localmente, a instalação e evolução sedimentar da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa (e.g. SOARES, 1966, 1980; BERTHOU, 1984d; LAUVERJAT, 1982; CALLAPEZ, 1998, 2008), durante o Cenomaniano-Turoniano (ca. 100 a 91 M.a.). Este corpo de origem sedimentar marinha representa a mais ocidental das plataformas europeias da Tétis, desenvolvendo-se a baixa latitude, num contexto marginal ao paleo-Atlântico,

durante um intervalo marcado por fortes subidas eustáticas, das quais resultou a inundação substancial de grande parte do Norte de África, Médio Oriente e Europa Ocidental. Correlativa da deposição das sequências de segunda ordem UZA-2 e UZA-3 (*sensu* HAQ *et al.*, 1988), a consequente transgressão marinha resultou na instalação da plataforma carbonatada na actual Estremadura e Beira Litoral portuguesas, entre os paralelos de Lisboa, Coimbra e Aveiro, de forma análoga ao corpo carbonatado do Cenomaniano superior da Bacia Ibérica, Espanha (SEGURA *et al.*, 2014).

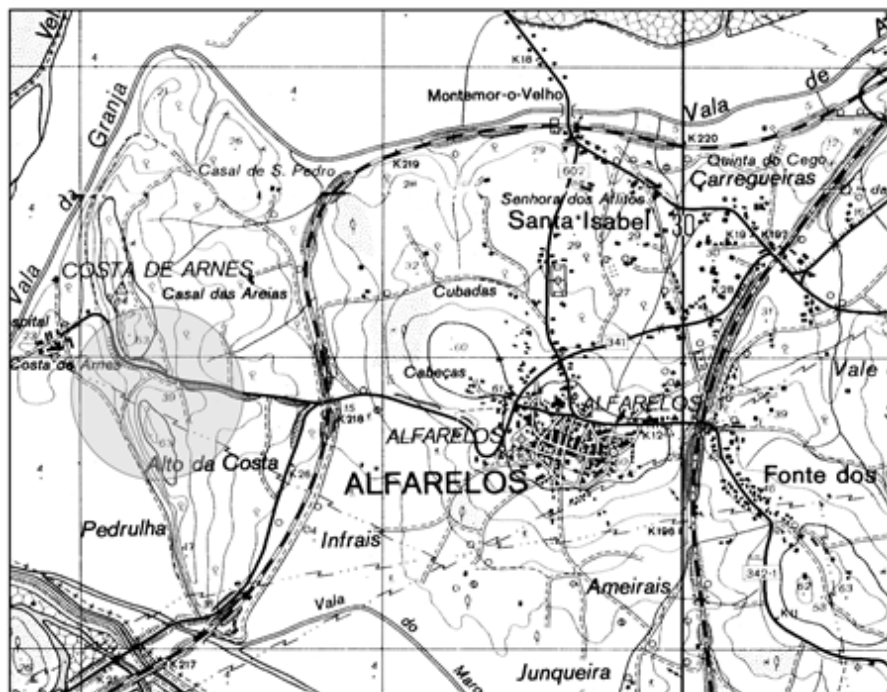


Figura 9 - Localização dos afloramentos da Costa d'Arnes, 2,5 km a Sul de Montemor-o-Velho (modificado da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25000, folha nº 240 (Montemor-o-Velho), do Instituto Geográfico do Exército).

Na Costa d'Arnes situa-se um dos principais afloramentos da “Formação Carbonatada” do Cenomaniano-Turoniano da região do Baixo Mondego, beneficiando da presença de boas condições de

observação, que permitem aceder à totalidade da sucessão estratigráfica, espessa de várias dezenas de metros, ao longo de uma frente com mais de 2 km de extensão (Figura 10). A maior parte dos estratos fossilíferos a observar nesta paragem, contêm, também, cefalópodes do Cenomaniano superior com importância biostratigráfica, cujas associações permitem fácil correlação com a Bacia Ibérica e outros contextos contemporâneos da Tétis, na Europa, Norte de África, Médio Oriente e, mesmo, do Sul dos Estados Unidos (e.g. BERTHOU, 1984a, 1984c, 1984d; LAUVERJAT, 1982; CALLAPEZ, 1998, 2003, 2004, 2008; CALLAPEZ & SOARES, 2001; BARROSO-BARCENILLA *et al.*, 2011). Do afloramento da Costa d'Arnes provieram espécimes relevantes, incluindo tipos figurados por CHOFFAT (1898) e conservados no Museu Geológico, em Lisboa, facto que, conjugado com a descrição estratigráfica original (CHOFFAT, 1900b), acentua a importância histórica e patrimonial deste sítio que, no presente, ainda carece de classificação.

Para além dos cefalópodes, a restante macro e microfauna, composta, sobretudo, por moluscos gastrópodes e bivalves, equinídeos, foraminíferos bentónicos, ostracodos e dinoflagelados, é abundante e bastante diversificada, permitindo estudos quantitativos conducentes à caracterização paleoecológica e biogeográfica do domínio marinho. Da base para o topo da sucessão, as fácies presentes articulam-se num contexto transgressivo, com passagem de litótipos tradutores de ambientes fluvio-deltáicos e de planície de maré, com sedimentação detrítica, para outros de plataforma interna e de transição para plataforma externa, aberta às influências oceânicas do paleo-Atlântico.

Estes factos e a relevância do afloramento justificam o apreciável número de estudos que, desde finais do século XIX, incidiram sobre a Costa d'Arnes, a sua estratigrafia e os seus fósseis. Destacam-se, entre outros, pela sua especificidade, os de CHOFFAT (1898, 1900b), MOURA (1958), SOARES (1972, 1980), SOARES & MARQUES (1973), BERTHOU *et al.* (1979), LAUVERJAT (1982) e CALLAPEZ (1998), sendo que o de SOARES (1972) constitui uma análise estratigráfica e sedimentológica de grande detalhe, semelhante às efetuadas pelo mesmo autor para outros afloramentos da região do Baixo Mondego (e.g. SOARES, 1966).

Para além da sua importância para o estudo do Cretácico Superior, a Costa d'Arnes destaca-se como elemento dominante na

paisagem dos campos e planície aluvial do Rio Mondego, ao corresponder a uma extensa e imponente costeira alongada segundo direção meridiana, com um reverso suave exposto a Este e uma frente abrupta, verticalizada e plena de cornijas esculpidas em estratos de calcário do Cenomaniano (Figuras 10, 12A). O mais superior destes níveis constitui um relevo de resistência, que se ergue até cerca de 60 m acima da planície aluvial circundante. A atitude monoclinal da estratificação permite, desta forma, observar toda a sucessão carbonatada (Formação dos calcários apinhoados de Costa d'Arnes, ROCHA *et al.*, 1981; = "Formação Carbonatada", SOARES, 1966, 1972, 1980; SOARES *et al.* 1982; SOARES & REIS, 1984; idade: Cenomaniano médio terminal a Turoniano inferior), bem como parte da unidade inferior, de natureza siliciclástica (Formação de Figueira da Foz, DINIS, 2001; = Arenitos de Carrascal, ROCHA *et al.*, 1981; = "Grés Grosseiro Inferior", SOARES, 1966, 1972, 1980; idade: Aptiano superior a Cenomaniano médio) e, no topo, um corpo argiloso avermelhado de fácies "Garum" (equiv. Formação de Taveiro, ANTUNES & PAIS, 1978; ANTUNES, 1979; idade: Campaniano a Maastrichtiano), discordante sobre os anteriores (Figura 11).

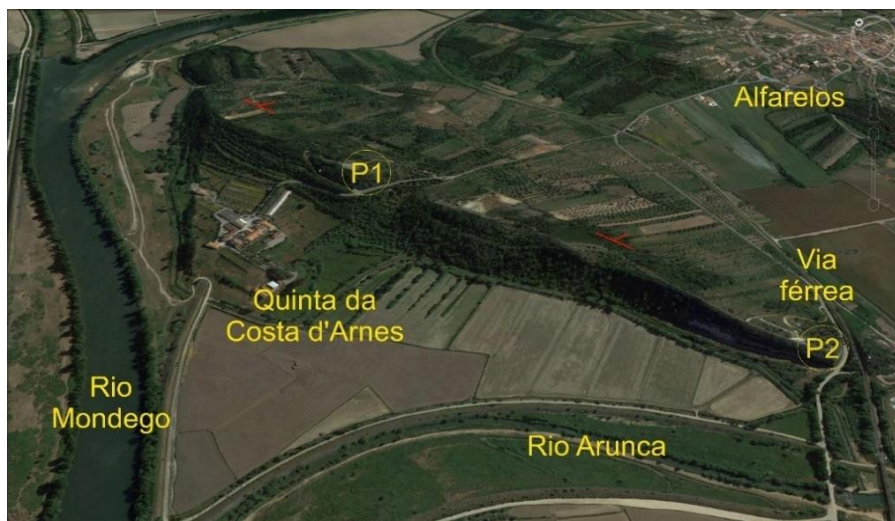


Figura 10 - Vista panorâmica da costeira de Costa d'Arnes e seu enquadramento. "P1" e "P2" correspondem aos dois pontos de observação visitados na presente excursão (imagem adaptada de Google Earth).

Do ponto de vista estrutural, a costeira de Costa d'Arnes margina o eixo meridiano de Arunca-Montemor-o-Velho (SOARES *et al.*, 1988), importante zona de fracturação N-S do subdomínio setentrional da Orla Meso-Cenozóica Ocidental Portuguesa, associada a atividade diapírica desde o Jurássico e que terá correspondido a uma flexura com importância paleogeográfica do desenvolvimento da plataforma carbonatada do Cenomaniano-Turoniano, articulando a transição entre um domínio externo, mais profundo, situado a ocidente, entre a Figueira da Foz e Montemor-o-Velho (ilustrado na presente paragem) e domínios mais internos, de *inner shelf* (ilustrado na paragem seguinte: Tentúgal - Nossa Senhora dos Olivais) (CALLAPEZ, 1998, 1999a). Alguns quilómetros mais a Norte, no flanco ocidental da serra de Montemor, é possível observar a considerável expressão morfológica e estrutural desta falha, com abatimento do bloco oeste, ao colocar lado a lado calcários verticalizados do Jurássico Inferior (Pliensbaquiano) e argilitos vermelhos do Cretácico Terminal.

No primeiro destes locais de paragem (P1) observa-se, ao longo de meia centena de metros de talude, a passagem gradual entre as duas formações atrás referidas (Figuras 12B-C, 13) a primeira representada, em grande parte, por arenitos grosseiros com interessantes estruturas entrecruzadas, superfícies erosivas e figuras de canal, e a segunda por calcários margo-gresosos e margas gresosas com ostreídeos, os quais passam, por sua vez, a calcários e calcários margosos nodulosos ("apinhoados") com abundante fauna marinha, incluindo amonóides (*Neolobites*) e nautilóides (*Angulithes*) indicadores da parte baixa do Cenomaniano superior em domínios da Tétis.

Estão, assim, registadas na sucessão duas superfícies transgressivas, correspondendo, respetivamente: (1) à instalação de um domínio interno de plataforma carbonatada, no final do Cenomaniano médio, adjacente a domínios de planície de maré e aluviais posicionados a oriente, na proximidade do Maciço Hespérico; e (2) a passagem a um domínio mais externo e profundo, no início do Cenomaniano superior, francamente aberto às influências marinhas do proto-Atlântico e caracterizado por uma fauna bastante mais diversificada, rica de elementos estenohalinos, indicadores de salinidade normal. Esta sucessão, assim como os elementos paleontológicos presentes, encontram grande

semelhança com a Bacia Ibérica, na qual a passagem da Formação de Utrillas às unidades carbonatadas é sensivelmente contemporânea e se insere no intervalo de forte subida eustática correspondente à superfície transgressiva da sequência deposicional de terceira ordem UZA-2.4 (BARROSO-BARCENILLA *et al.*, 2011; SEGURA *et al.*, 2014) (Figura 14).

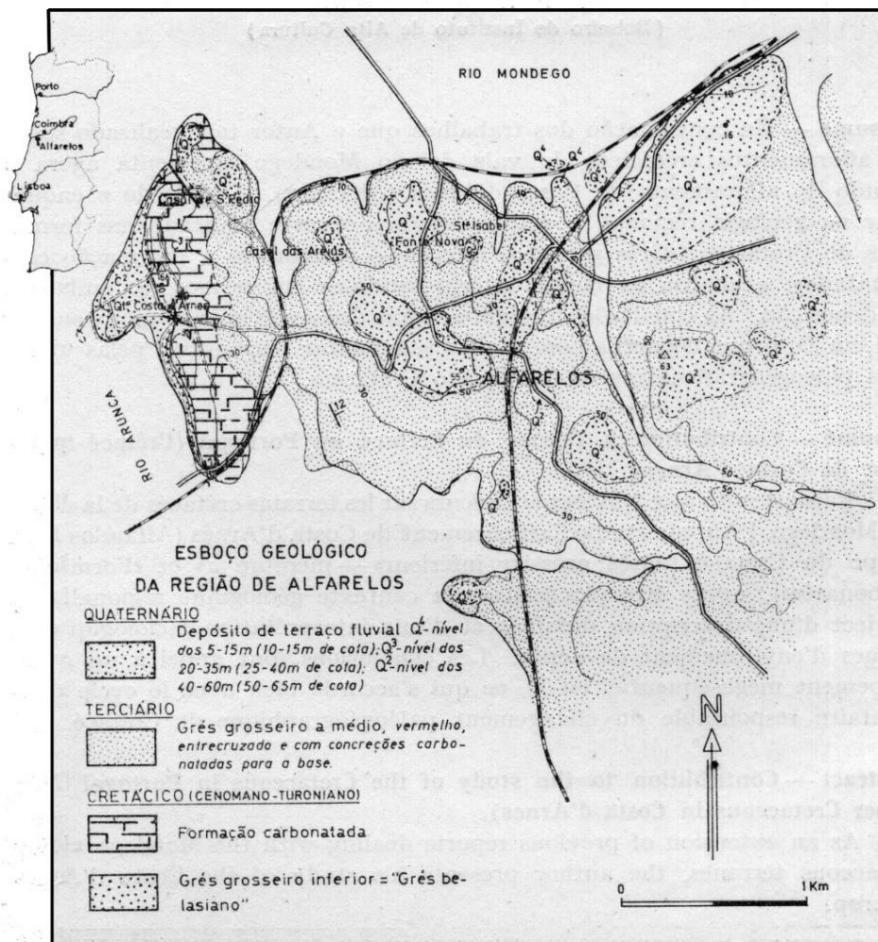


Figura 11 - Esboço geológico da região de Alfaielos (segundo SOARES, 1972). O afloramento da Costa d'Arnes abrange o extremo esquerdo do mapa. Na nomenclatura recente o termo "Terciário" corresponde ao Cretácico Terminal e equivale à Formação de Taveiro da região de Coimbra.

Quanto ao segundo ponto de observação, este reparte-se por dois extensos taludes verticais que seccionam, na sua totalidade, a estrutura da costeira, permitindo uma visão completa de toda a unidade carbonatada, da articulação vertical das fácies e da espessura dos estratos presentes (Figuras 12D, 13). Consta-se a espessura significativa da sucessão correspondente ao Cenomaniano superior, por contraposição com o Cenomaniano médio, quase todo registado através de arenitos. A estratonomia local é caracterizada pela dominância de níveis com espessura métrica, compostos por calcário noduloso (“apinhado”) de tons creme a acinzentado, ricos de bioclastos e bastante bioturbados, por vezes com redes densas de icnitos endógenos (*Thalassinoides*) (SOARES, 1972, 1980; CALLAPEZ, 1998, 1999a) (Figura 12D).

Níveis e sucessão estratigráfica

A nomenclatura estratigráfica aplicada ao corpo carbonatado na região do Baixo Mondego segue a terminologia proposta por Paul CHOFFAT (1897, 1900b) para a área tipo da “fácies amonítica”, situada na Salmanha (Figueira da Foz), cerca de 15 km a ocidente da Costa d’Arnes. Este autor considerou a utilização de letras capitais (“A” a “O”) para designar os diferentes níveis da sucessão carbonatada, individualizando-os com base nas suas litofácies, nos elementos paleontológicos mais significativos e em superfícies de estratificação e descontinuidades a eles associadas, de forma a que constituíssem unidades facilmente individualizáveis no campo e com expressão cartográfica (Figura 13). Considerando a persistência lateral de fácies existente no interior da plataforma carbonatada, muitos destes corpos constituem, também, níveis-guia que permitem fácil equivalência entre perfis estratigráficos de diferentes afloramentos (e.g. SOARES, 1980), reforçada pelo exercício da correlação baseado em elementos paleontológicos comuns com valor biostratigráfico.

Desta forma, a designação “A” (= “Grés do Belasiano”, CHOFFAT, 1900b) é reservada para a unidade terrígena subjacente ao corpo carbonatado, correspondente no Baixo Mondego ao intervalo Aptiano a parte do Cenomaniano médio até à base Cenomaniano superior, em função da diacronia do seu limite superior, relacionada com o *onlap* da plataforma carbonatada.



Figura 12 - Aspetos do afloramento de Cenomaniano-Turoniano da Costa d'Arnes. A: Panorâmica da frente da costeira junto ao lado sul do afloramento (local P2). Na base observa-se a passagem entre as duas formações. B: Sucessão dos níveis de calcário margoso noduloso ("apinhado") do Cenomaniano superior, representativos de "C" a "J" (local P2). C: Detalhe dos níveis de arenito grossoiro com estrutura entrecruzada, superfícies erosivas e figuras de canal (nível "B") no topo da Formação de Figueira da Foz, logo por debaixo dos primeiros níveis carbonatados. D: Aspeto da passagem Cenomaniano médio a superior, apresentando-se, no topo, parte da "Assentada com *Neolobites vibrayeanus*" (nível "C").

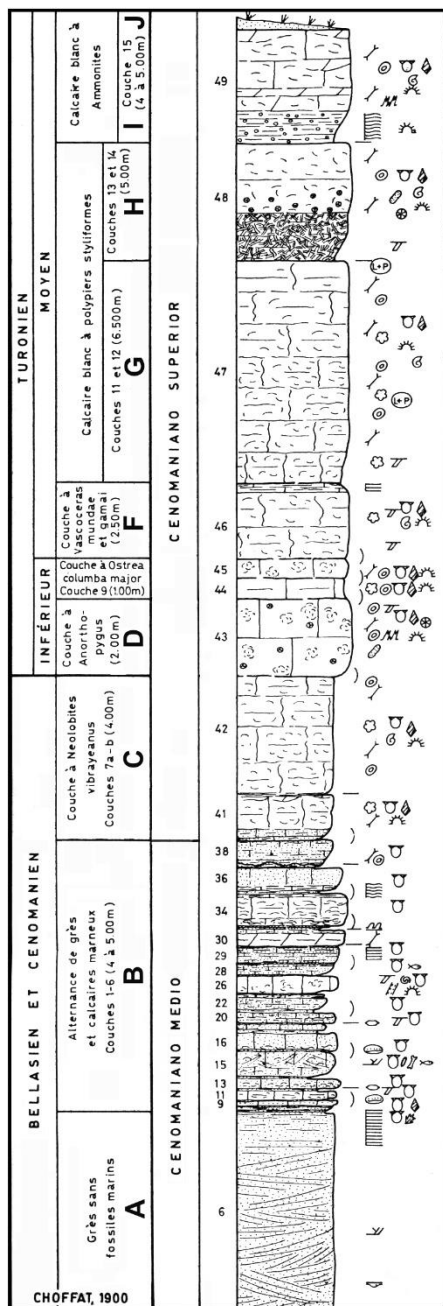
A unidade carbonatada de base na Costa d'Arnes (nível "B", = Alternância de margas gresosas e calcários margo-gresosos com *Liostrea* [*Gyrostrea*] *ouremensis*; SOARES, 1966, 1972; Cenomaniano médio terminal) consiste numa sucessão de estratos pouco espessos com fácies mistas, com cerca de 9 m de espessura e caracterizados pela abundância da ostra *Gyrostrea ouremensis*, por vezes em níveis tempestíticos e traduzindo a presença de

ambientes deposicionais de planície litoral intermareal, com encharcamentos lagunares e canais de drenagem.

A unidade basal do Cenomaniano superior (nível “C” ou “Assentada com *Neolobites vibrayeanus*”; CHOFFAT, 1900b) consiste em 4,5 m de calcário margoso apinhado (noduloso) de tom creme acinzentado, rico de bivalves (*Rhynchostreon suborbiculatum*, *Pycnodonte vesiculare*, *Neithea* (N.) *hispanica*), gastrópodes (*Harpagodes incertus*) e equinídeos (*Hemiasster lusitanicus*, *Hetero diadema ouremense*), a par de uma microfauna em que sobressaem alveolinídeos. Os cefalópodes fazem a sua aparição através de uma associação com o nautiloide *Angulithes mermeti* e as amonites *Neolobites vibrayeanus* e *Calycoceras guerangeri*, permitindo correlação com a Bacia Ibérica (BARROSO-BARZENILLA *et al.*, 2011) e com muitas outras áreas da Tétis, sobretudo do Norte de África, dentro da Biozona standard de *Calycoceras guerangeri*. A variação significativa de fácies associada a esta superfície transgressiva que marca a base do Cenomaniano superior, sugere a transição do anterior contexto de planície litoral e de *inner shelf*, para outro de plataforma externa, francamente aberto à proximidade oceânica (Figura 14).

Como parte da mesma sequência deposicional, segue-se o nível “D”, ou “Nível com *Anorthopygus michelini*” (CHOFFAT, 1900b), individualizado por uma bancada calcarenítica, bioclástica, de tom creme, com cerca de 2,30 m de espessura, em que ocorre, como marcador estratigráfico, o equinídeo do mesmo nome (SOARES & MARQUES, 1973).

A passagem às unidades seguintes é marcada por descontinuidade, sendo que “E”, com cerca de 1 m de espessura, consiste num calcário noduloso cinzento, mais margoso que os precedentes e particularmente rico em *Rhynchostreon suborbiculatum* e “F”, num calcário mais compacto e de tom creme acinzentado. Nestes níveis associados à superfície transgressiva da sequência deposicional de terceira ordem UBS-2.5 (SEGURA *et al.*, 2014) surgem pela primeira vez os vascoceratídeos, grupo de amonites aqui representado pela espécie tipo *Vascoceras gamai* Choffat, 1898 (CALLAPEZ & SOARES, 2001; BARROSO-BARZENILLA *et al.*, 2016). Esta associa-se, entre outras, a *Euomphaloceras septemseriatum*, permitindo a correlação com a Biozona standard de *Metoicoceras geslinianum* (e.g. KENNEDY, 1984).



A mesma biozona é ainda extensiva ao nível seguinte: “G”, o qual forma um corpo com quase 7 m de espessura de calcário margoso apinhado, bastante compacto, com moldes do gastrópode *Tylostoma*, frequentes icnitos endógenos e fragmentos de polípeiros estiliformes. Ao limite superior do nível “G” corresponde ainda uma superfície de *hardground*, onde as amonites são mais frequentes.

Figura 13 - Perfil estratigráfico da Costa d’Arnes, contendo indicação dos níveis “A” a “J” (adaptado de SOARES, 1972).

Também espesso de quase 4 m, o nível “H” caracteriza-se pela grande densidade de *Thalassinoides*, num calcário apinhado mais margoso, também com moldes de *Tylostoma*, pequenas turritelas, hemiasterídeos e polípeiros estiliformes. A fauna de amonites está representada por uma outra associação, extensível aos níveis seguintes do Cenomaniano superior, “I” e “J”, na qual surgem os primeiros vascoceratídeos globosos como *Vascoceras kossmati*, a par de *Spathites* (*Jeanrogericeras*)

subconciliatus e *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*. Esta associação é correlativa da Biozona standard de *Neocardioceras juddii*, representativa de um Cenomaniano superior bastante alto em termos estratigráficos.

O nível “I” designa um estrato particularmente margoso, de tom cinzento mais escuro e com 1 m de espessura, caracterizado por uma grande abundância de pequenos equinídeos infaunais (*Hemiaster scutiger*). Por sua vez, o nível “J” representa um retorno ao polo carbonatado, ao consistir num calcário noduloso de tom mais esbranquiçado, cresoso, com aproximadamente 5 m de espessura e rico de moldes de moluscos, incluindo alguns dos maiores exemplares de amonites até hoje recolhidos no Cretácico Superior português. O seu limite superior corresponde a importante superfície de descontinuidade à escala da plataforma carbonatada, por vezes associada a paleocarsificação e indicadora de rejogo tectónico no seio da margem continental, suficiente para contrariar o sinal eustático e causar uma emersão temporária até à parte média do Turoniano inferior.

Desta forma, a transição entre os dois andares encontra-se incompleta (e.g. BERTHOU, 1984a, 1984c, 1984d; LAUVERJAT, 1982), mercê da existência desta lacuna que abrange não menos de duas zonas standard de amonites. A associação seguinte, já escassamente representada na Costa d’Arnes, corresponde à Biozona de *Thomasites rollandi* dos níveis “K” e “L” do Turoniano inferior da Figueira da Foz (CALLAPEZ, 1998, 2003, 2004; CALLAPEZ & SOARES, 2001).

Associações-fósseis e Paleoecologia

O corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano é bastante rico em fósseis de invertebrados marinhos bentónicos, na sua maior parte moluscos bivalves e gastrópodes, e equinídeos infaunais, mas também pequenos corais escleractíneos, briozoários, serpulídeos, crustáceos e equinídeos epifaunais. A sua profusão e dispersão pelos níveis “B” a “J” dos afloramentos da Costa d’Arnes contribuiu para a realização diversos estudos taxonómicos e paleoecológicos (e.g. CHOFFAT, 1886, 1900b, 1901-02; LORIOU, 1887-88; MOURA, 1958; SOARES, 1960, 1966, 1967, 1968b, 1968c; SOARES & DEVRIÈS, 1967; SOARES & MARQUES, 1973; CALLAPEZ, 1992, 1998).

Um dos aspetos mais notáveis destas faunas consiste no facto de que a sua composição taxonómica, diversidade e repartição estratigráfica estão diretamente relacionadas com a evolução sedimentar e paleogeográfica da plataforma carbonatada (e.g. SOARES, 1966, 1968b, 1968c, 1972, 1980; CALLAPEZ, 2008a, 2008b), considerando modificações ambientais influenciadas por fatores, tais como: (1) o afluxo terrígeno, alimentado a partir de sistemas aluviais situados em conexão com o domínio marinho; (2) o conteúdo em carbonatos nos sedimentos; (3) o aprofundamento da coluna de água e maior influência marinha no ambiente sedimentar; (4) a estabilidade e oxigenação dos substratos; e (5) a diversificação de domínios paleogeográficos com diferentes requisitos ecológicos. Desse modo, a maior riqueza e diversidade paleontológicas ocorrem no Cenomaniano superior, sobretudo nos níveis “C”-“D” e “E”-“F”, ligados a intervalos transgressivos e de maior influência marinha.

Com base nestes critérios e na análise quantitativa da macrofauna, reconhecem-se diversas associações-fósseis com elementos para-autóctones (*sensu* FÜRSICH, 1977), na sucessão carbonatada da Costa d’Arnes, refletindo, embora com algum grau de distorção tafonómica, as paleocomunidades originais (CALLAPEZ, 1998, 2008b):

1) Associações com *Gyrostrea ouremensis*, e com *Gyrostrea ouremensis* e *Anisocardia orientalis*; São típicas do nível “B” e caracterizam paleocomunidades com ostreídeos ligadas a ambientes restritos, de planície litoral ou lagunares, em que as condições ambientais desfavoráveis à proliferação da infauna e à diversificação ecológica. Encontram-se, por vezes, ligadas ao desenvolvimento de pequenos corpos tabulares (biostromas). São dominantes no Cenomaniano médio, sobretudo na sua parte terminal (Figura 15A).

2) Associações com *Pycnodonte vesiculare* e com *Pycnodonte vesiculare* e *Pinna* sp.; São mais características da base do Cenomaniano superior (nível “C”), embora esta ostra da família Gryphaeidae, típica de ambientes infralitorais, se encontre em todos os níveis seguintes, indicando a presença de condições marinhas francas. Trata-se de associações de elevada diversidade, com predomínio de bivalves e gastrópodes e equinídeos epifaunais e infaunais, o que sugere a existência de um meio marinho aberto,

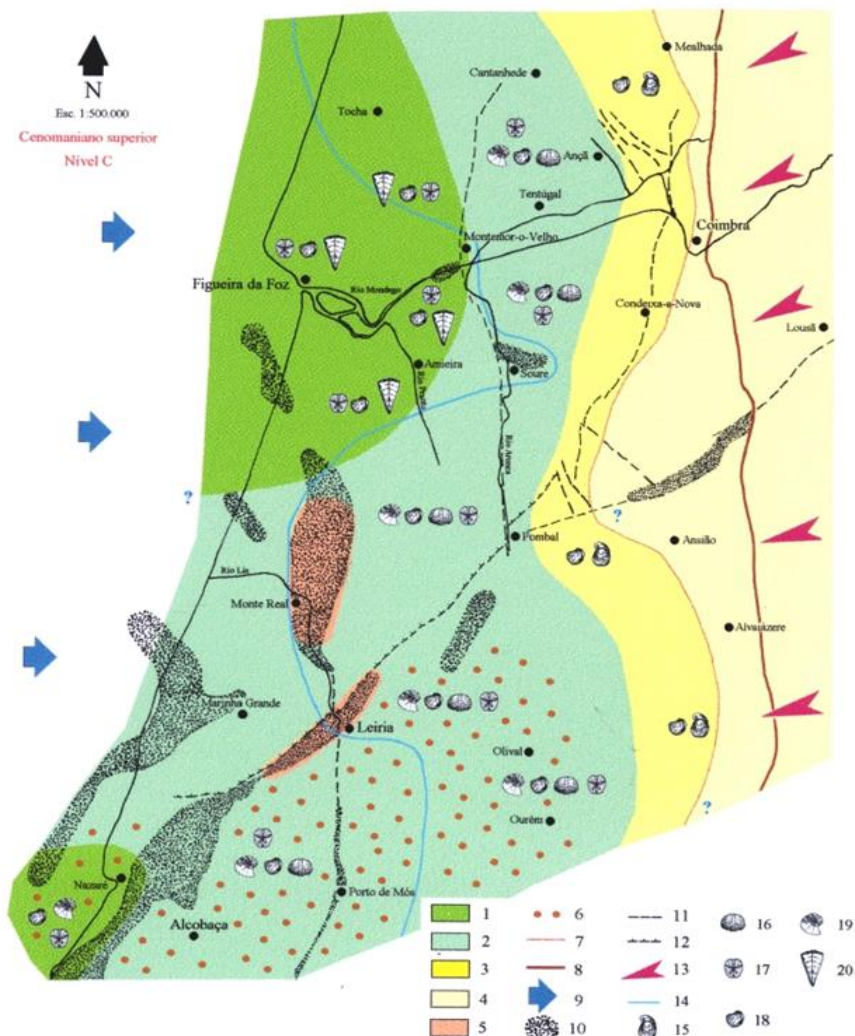


Figura 14 - Esboço paleogeográfico da plataforma carbonatada no início do Cenomaniano superior (nível "C"). 1: Domínio sublitoral com sedimentação carbonatada margosa. 2: Domínio de plataforma interna, compreendendo o andar infralitoral superior. 3: Planície litoral com sedimentação areno-carbonatada, compreendendo os andares litoral e infralitoral superior. 4: Planície aluvial com sedimentação arenosa, adjacente à planície litoral. 5: Zonas de altos fundos. 6: Domínios com alveolínídeos abundantes. 7: Limite oriental do corpo carbonatado. 8: Bordadura oeste do Maciço Hespérico. 9: Sentido geral do movimento

situado dentro da zona fótica e abaixo do nível de base da ondulação costeira, com salinidade normal, e substratos brandos, oxigenados e ricos em nutrientes. A ocorrência do bivalve semi-infaunal *Pinna* sp. é característica do topo do nível “C”. Outras espécies acessórias incluem o bivalve epifaunal suspensívoro *Rhynchostreon suborbiculatum*, os gastrópodes epifaunais herbívoros *Harpagodes incertus* e *Tylostoma ovatum*, o equinídeo infaunal vasívoro *Hemiaster lusitanicus* e os bivalves infaunais “*Dosinia*” *delleitrei* e *Aphrodina* sp. (Figura 15B).

3) Associação com *Rhynchostreon columbum*, *Neithea hispanica* e *Tylostoma ovatum*; Caracteriza os níveis “E” e “F” do Cenomaniano superior, onde acompanha o aparecimento dos primeiros *Vascoceras*. Nela ocorrem, com bastante frequência espécimes bem desenvolvidos da ostra epifaunal suspensívora da família Gryphaeidae *R. suborbiculatum*, a par de muitas outras espécies de moluscos e equinídeos epifaunais e infaunais.

4) Associação com *Dactylosmilia* sp.; Ocorre nos níveis “G” e “H”, em que a presença de fragmentos deste pequeno coral ahermatípico arborescente se associa à ostra *Pycnodonte vesiculare*, ao gastrópode *Tylostoma ovatum*, a serpulídeos, a pequenos equinídeos infaunais (*Hemiaster scutiger*) e a grande abundância de icnitos endógenos, incluindo *Thalassinoides*, sugerindo condições ambientais de meio infralitoral, algo restrito (Figura 15C).

5) Associação com *Hemiaster scutiger*; Encontra-se intrinsecamente ligada ao nível “I”, onde as condições mais vasosas do meio favoreceram uma proliferação significativa destes equinídeos infaunais vasívoros, acompanhados por *Pycnodonte vesiculare* e *Tylostoma ovatum*.



transgressivo e avanço do mar. 10: Áreas diapíricas. 11: Principais eixos de fracturação. 12: Flexura de Pombal-Leiria-Pataias. 13: Sentidos do afluxo de sedimentos terrígenos. 14: Limite da repartição de *Praealveolina cretacea tenuis* (sensu LAUVERJAT, 1982); Principais espécies componentes das paleocomunidades marinhas: 15: *Rhynchostreon suborbiculatum*. 16: *Heterodiadema ouremense*. 17: *Hemiaster lusitanicus*. 18: *Pycnodonte vesiculare*. 19: *Neolobites vibrayeanus*. 20: *Pinna* (P.) sp. (segundo CALLAPEZ, 1998).

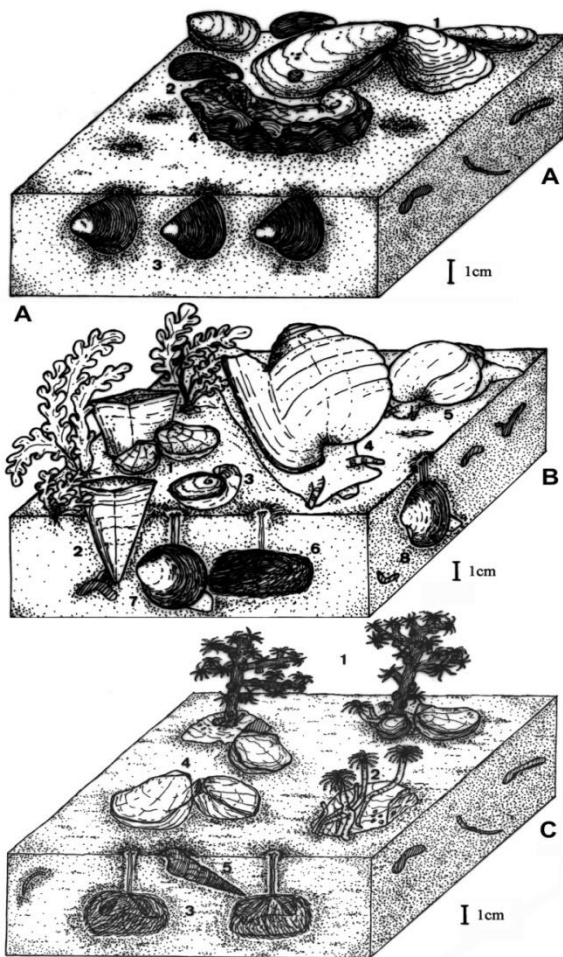


Figura 15 - Associações fósseis do Cenomaniano médio e superior do afloramento da Costa d'Arnes (segundo CALLAPEZ, 1998, 2008b). A: Associação com *Gyrostrea ouremensis* (Cenomaniano médio terminal), 1 - *G. ouremensis*, 2 - *Septifer lineatus*, 3 - *Anisocardia orientalis*, 4 - *Cerastostreon flabellatum*. B: Associação com *Pycnodonte vesiculare* e *Pinna* sp. (Base do Cenomaniano superior), 1 - *Pycnodonte vesiculare*, 2 - *Pinna* sp., 3 - *Rhynchostreon suborbiculatum*, 4 - *Harpagodes incertus*, 5 - *Tylostoma ovatum*, 6 - *Hemiaster lusitanicus*, 7 - *?"Dosinia" delettei*, 8 - *Aphrodina* sp. Algas hipotéticas. C: Associação com *Dactylosmilia* sp. (coral estiliforme), 1 - *Dactylosmilia* sp., 2 - *Serpula* sp., 3 - *Hemiaster scutiger*, 4 - *Pycnodonte vesiculare*, 5 - *Turritella (Haustator)* sp. (segundo CALLAPEZ, 1998, 2008).

6) Associação com *Callucina* sp., *Pycnodonte vesiculare* e *Trigonarca matheroniana*; Ocorre no nível “J” e caracteriza-se por maior diversidade das espécies presentes, incluindo uma considerável proliferação do bivalve infaunal suspensívoro *Callucina* sp. e de várias outras espécies epifaunais, incluindo o arcídeo *T. matheroniana*, a ostra *P. vesiculare*, os gastrópodes *Turritella* sp. e *T. ovatum*, e numerosos serpulídeos. Esta associação de meio infaunal representa as paleocomunidades mais altas dentro do Cenomaniano em Portugal.

Agradecimentos: Projeto de Investigação CGL2015-66604 do Ministerio de Economía y Competitividad (Espanha).

PARAGEM 3 // PARADA 3

Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal): domínios costeiros do paleo-Atlântico no Cretácico Superior

Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal): dominios costeros del paleo-Atlántico en el Cretácico Superior

Pedro M. Callapez, Fernando Barroso-Barcenilla, António Ferreira Soares, Manuel Segura & Júlio Fonseca Marques

Resumo: Os afloramentos da capela de Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal) são um dos locais mais importantes para se observar o corpo carbonatado do Cenomaniano-Turoniano (Cretácico Superior), no contexto paleogeográfico dos setores mais internos de *inner shelf*, do domínio marinho de plataforma carbonatada da Tétis que ocupou a região do Baixo Mondego, durante este intervalo de forte subida eustática global. Para além da sua importância histórica e patrimonial, a grande abundância em fósseis da maior parte dos níveis de calcário margoso noduloso (“apinhado”) e de marga com “*rognons*” de calcário, tem vindo a facultar o desenvolvimento de estudos de natureza paleontológica. Nos invertebrados destaca-se a grande abundância de gastrópodes do género *Tylostoma*, a par das amonites. Estas permitem o reconhecimento de 3 biozonas correlacionáveis com a Bacia Ibérica e com a zonas *standard* para o Cenomaniano superior. De entre os géneros presentes destacam-se *Neolobites*, *Calycoceras*, *Vascoceras* (especialmente frequente) e *Rubroceras*, este último representativo de faunas afins ao Novo México.

Resumen: Los afloramientos de la capilla de Nossa Senhora dos Olivais (Tentúgal) se encuentran entre los más adecuados para observar el cuerpo carbonatado del Cenomaniense-Turonense (Cretácico Superior), en el contexto paleogeográfico de los sectores más restringidos de plataforma interna, del dominio marino carbonatado del Tetis que ocupó la región del Bajo Mondego, durante este intervalo de fuerte ascenso eustático global. Además

de su relevancia histórica y patrimonial, la gran riqueza de fósiles en la mayoría de los niveles de caliza margosa nodulosa (“apiñonada”) y de marga con “*rognons*” o “riñones” de caliza, permite el desarrollo de estudios de naturaleza paleontológica. Entre los invertebrados destaca la abundancia de gasterópodos del género *Tylostoma*, además de los ammonites. Éstos permiten el reconocimiento de 3 biozonas correlacionables con la Cuenca Ibérica y con las zonas estándar para el Cenomaniense superior. Entre los géneros presentes destacan *Neolobites*, *Calycoceras*, *Vascoceras* (especialmente frecuente) y *Rubroceras*, este último representativo de faunas afines a Nuevo México.

Localização: Lat. 40°14'12" N; Long. 008°35'24" W.

Introdução

A vetusta e histórica vila de Tentúgal (Figura 16), terra natal de D. Sesnando Davides, que terá acompanhado em lides Rodrigo Díaz de Vivar, El Cid, e foi senhor de Coimbra após a sua reconquista, em 1064, por Fernando I de Leão, ergue-se no bordo sul de uma extensa plataforma calco-margosa, fronteira às terras férteis da planície aluvial do Rio Mondego. Espaço de vocação rural, ocupado por vinhedos e olivais, a denominada plataforma de Tentúgal moldou-se sobre um substrato sedimentar de idade cretácica, no qual sobressaem estratos de rochas carbonatadas fossilíferas, com pendores suaves para Sul, formando uma extensa costeira em arco, com reverso muito suave virado para o Rio Mondego e frente exposta a Norte (SOARES, 1966; ALMEIDA *et al.*, 1990). A pedra calcária e os seus petrificados foram a matéria-prima local utilizada na edificação da povoação, desde os primórdios da Reconquista, conferindo-lhe um recorte rustico e nostálgico, de onde sobressaem uma torre medieva, um convento e vários outros monumentos quinhentistas ou mais tardios.

Sobre os níveis de calcário, calcário margoso apinhado, marga e grés micáceo que afloram através dos campos de cultivo, sabe-se que estes são representativos dos andares Cenomaniano e Turoniano do Cretácico Superior (Figura 17) e integram a Formação dos Calcários de Tentúgal (BARBOSA, *et al.*, 1988; = “Formação

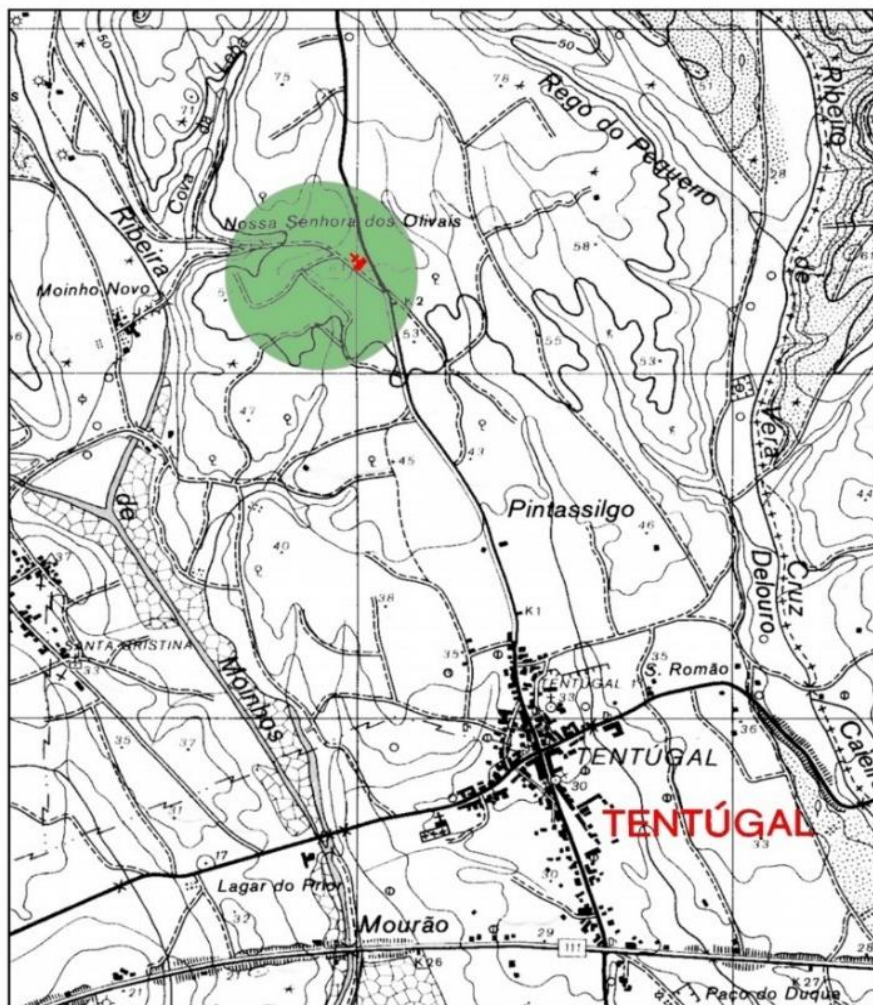


Figura 16 - Localização dos afloramentos da capela de Nossa Senhora dos Olivais, cerca de 1,5 km a Norte de Tentugal (modificado da Carta Militar de Portugal, à escala 1:25 000, folha nº 229 (Ançã), do Instituto Geográfico do Exército).

Carbonatada”, SOARES, 1966, 1980), com cerca de 25 m de espessura. Esta unidade litostratigráfica representativa do mesmo corpo carbonatado anteriormente observado no afloramento da

Costa d'Arnes e relacionada com os setores internos da plataforma carbonatada do Cenomaniano-Turoniano da região do Baixo Mondego é, por sua vez, enquadrada por formações siliciclásticas grosseiras, pertencentes ao Cretácico Inferior (Aptiano a Cenomaniano) e Superior (Turoniano a Santoniano). Na base, assentes em discordância angular sobre unidades carbonatadas de idade jurássica, afloram conglomerados e grés grosseiros a médios, de tom amarelado dominante, representativos de sedimentação fluvio-deltáica, passando, no topo, a planície litoral (Formação de Figueira da Foz, DINIS, 2001; = "Grés Grosseiro Inferior", SOARES, 1966; = Arenitos de Carrascal, ROCHA *et al.*, 1981). Por sua vez, os níveis superiores de calcário em plaquetas são sobrepostos por grés finos a muito finos, micáceos, com moldes de moluscos (Formação de Furadouro, BARBOSA, 1981; = "Grés fino a muito fino micáceo", SOARES, 1966), seguindo-se novamente arenitos grosseiros.

A jazida de Nossa Senhora dos Olivais

O principal local para observação da sucessão carbonatada encontra-se cerca de 1,5 km a Norte da vila de Tentúgal, em taludes e campos de cultivo que circundam a capela de Nossa Senhora dos Olivais, um pequeno templo conhecido pela sua frontaria ornada de cinco nichos envidraçados, com estatuária em pedra, tendo ao centro Cristo crucificado (Figura 18A). Situado em caminho de peregrinos, o seu orago remonta a 1550, tendo tido uma confraria e pertencido, com as terras envolventes, à casa dos Duques de Cadaval.

Os afloramentos em torno da capela (Figura 18B) constituem um dos locais históricos da Geologia Portuguesa, tendo sido estudados desde meados do século XIX e fornecido numerosos espécimes importantes para o estudo do Cretácico ibérico, com destaque para as amonites.

Daniel Sharpe, mais tarde presidente da Sociedade Geológica de Londres, bem como Carlos Ribeiro, presidente da Comissão Geológica do Reino e coautor da primeira carta geológica do país (1876) (Figura 19), terão sido dos primeiros a reconhecer a relevância dos calcários cenomanianos da região do Baixo Mondego (SHARPE, 1949a, 1849b, 1849c), tendo o primeiro descrito

aspetos estratigráficos e espécies fósseis do corpo carbonatado, incluindo as originais dos géneros *Nerinea* e *Tylostoma*, típicos do Cretácico.

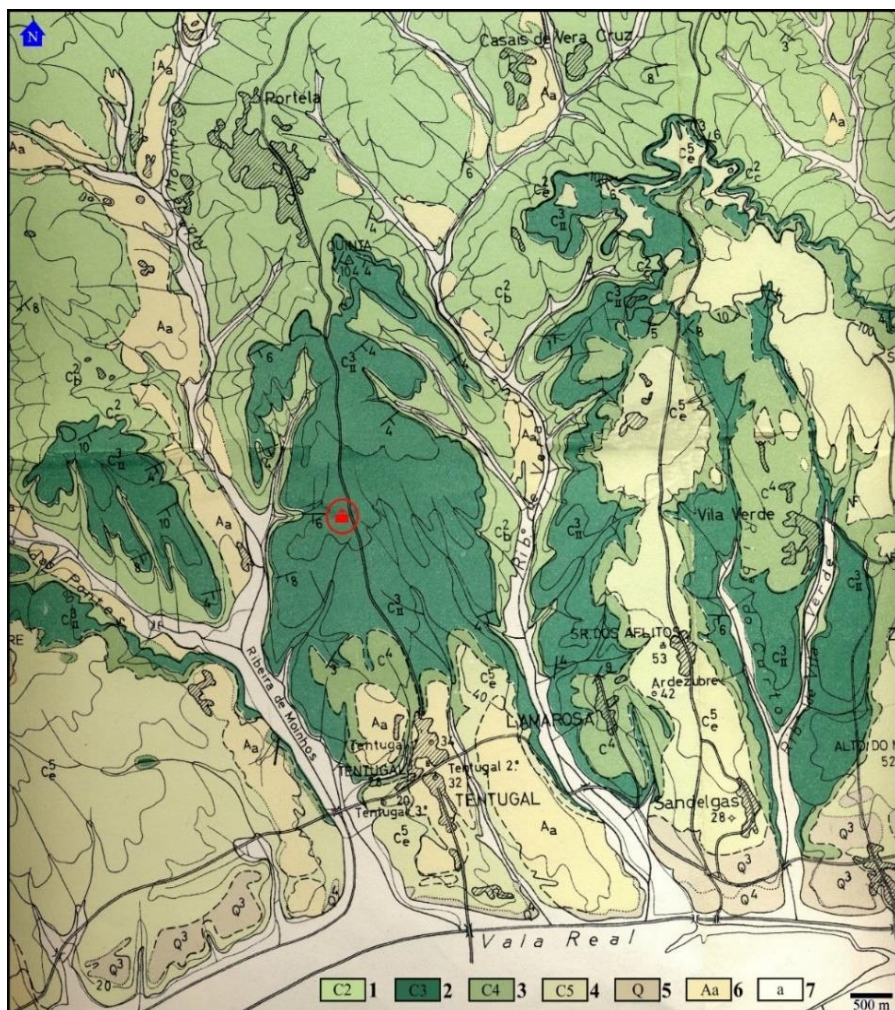


Figura 17 - Carta Geológica da plataforma calcária de Tentúgal (adaptado da “Carta Geológica das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho”, à escala 1:25 000, de SOARES, 1966). A vermelho: localização da capela de Nossa Senhora dos Olivais. 1: Grés grosseiro inferior. 2: Formação carbonatada. 3: Grés fino a muito fino micáceo. 4: Grés grosseiro superior. 5: Depósitos de terraço fluvial. 6: Depósitos de areias eólicas. 7: Aluviões.

Não obstante, o estudo e a definição do quadro estratigráfico e das associações faunísticas presentes na jazida de Nossa Senhora dos Olivais devem-se, sobretudo, a Paul Léon Choffat, geólogo suíço residente em Portugal desde 1880 e que desempenhou um papel fulcral no reconhecimento estratigráfico e paleontológico das series mesozóicas (Figura 19). Este autor elegeu o local como um dos principais afloramentos para caracterizar o corpo carbonatado do Cenomaniano (CHOFFAT, 1886, 1898, 1900b, 1901-02), nos seus domínios mais internos de *inner shelf* e planície litoral, recolhendo uma interessante coleção de fósseis, incluindo diversas amonites hoje conservadas no Museu do Instituto Geológico e Mineiro, com destaque para as do género *Vascoceras* Choffat, 1898.



A



B

Figura 18 - A capela de Nossa Senhora dos Olivais (A), e os campos repletos de “rognons” de calcário e calcário margoso ricos de moldes de *Tylostoma* e outros fósseis postos a descoberto pelo arado (B).

A partir da década de 1960, o estudo da jazida foi retomado por António Ferreira Soares, no âmbito do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, daí resultando uma reavaliação da sua estratigrafia, bem como uma análise sequencial e sedimentológica. Deste trabalho proveio, também, uma importante coleção de referência de invertebrados fósseis, conservada em Coimbra (SOARES, 1960, 1966, 1967, 1968a, 1968b, 1968c, 1980; SOARES & DEVRIÈS, 1967; SOARES & MARQUES, 1973).

A importância da jazida voltou a ser enfatizada anos mais tarde, em virtude da importância taxonómica e biostratigráfica dos seus cefalópodes, pertencentes às faunas cenomanianas da Tétis e

bastante frequentes no local, com destaque para os vascoceratídeos. Destacam-se os contributos dos franceses Pierre-Yves Berthou e Jacques Lauverjat, que permitiram precisar o quadro biostratigráfico e posicionar o limite Cenomaniano-Turoniano (BERTHOU, 1984a, 1984b, 1984c, 1984d; BERTHOU & LAUVERJAT, 1975; BERTHOU *et al.*, 1975, 1979, 1985; LAUVERJAT, 1978, 1982).

Mais recentemente, o seu estudo tem vindo a ser retomado em várias frentes, incluindo a paleoecologia, a biostratigrafia e a paleobiogeografia (CALLAPEZ, 1992, 1998, 1999a, 1999b, 2001, 2003, 2004, 2008a, 2008b; CALLAPEZ & SOARES, 1991, 1993, 2001; BARROSO-BARCELILLA *et al.*, 2011). Como última novidade para a valorização do sítio, CALLAPEZ *et al.* (2017) descrevem duas espécies de amonite do género *Rubroceras*, apenas conhecidas no Novo México (Estados Unidos) e nalguns locais do Norte de África, facto que demonstra a reconhecida importância paleogeográfica da Plataforma Carbonatada Ocidental Portuguesa na difusão das faunas da Tétis, durante o Cenomaniano.

Os níveis carbonatados do Cenomaniano superior

O perfil de Nossa Senhora dos Olivais tem início frente ao vale da ribeira de Moinhos, desenvolvendo-se ao longo da estrada que

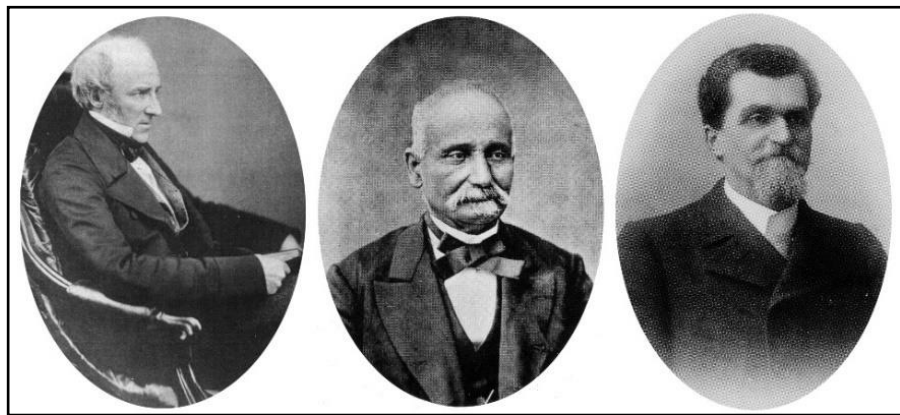


Figura 19 - Daniel Sharpe, Carlos Ribeiro e Paul Lèon Choffat (de esquerda a direita), pioneiros da geologia geral, paleontologia e cartografia em Portugal, que efetuaram observações no Cretácico da região do Baixo Mondego, entre 1849 e 1900.

conduz à capela (Figura 20A). Na base, os taludes mostram a passagem de níveis espessos de grés grosseiro, amarelado, subarcósico, aos primeiros estratos carbonatados fossilíferos, evidenciando a instalação da plataforma carbonatada no final do Cenomaniano médio. A sucessão carbonatada que se segue, encontra-se subdividida em níveis designados pelas letras maiúsculas “B” a “J” (Figura 20B). Como se referiu na paragem anterior, esta nomenclatura deve-se a CHOFFAT (1897), sendo que cada um dos níveis é caracterizado por litótipos e associações faunísticas próprias, para além de possuir expressão cartográfica.

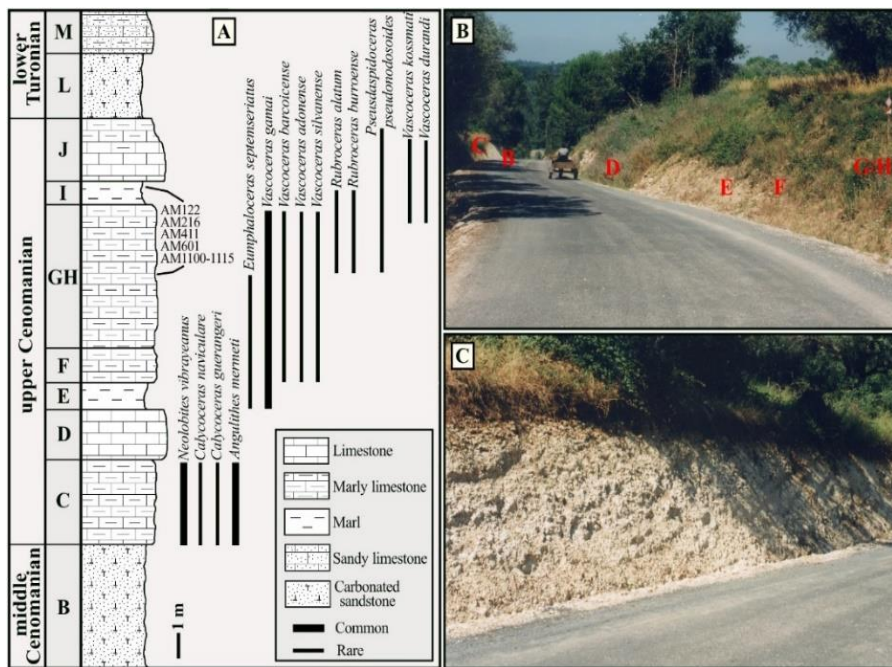


Figura 20 - Perfil estratigráfico (A), e aspetos do corte de Nossa Senhora dos Olivais após a pavimentação da estrada, com indicação dos níveis estratigráficos dos Calcários de Tentúgal (B), e detalhe dos níveis “G” e “H” com *Vascoceras gamai* (C) (segundo CALLAPEZ *et al.*, 2017).

O nível “B” (Cenomaniano médio terminal) está representado por 4 m de calcário margo-gresoso, grés margoso e grés, organizados em sequências elementares, positivas ou oscilantes. Como fósseis

mais comuns encontram-se os bivalves *Gyrostrea ouremensis*, *Anisocardia orientalis* e *Septifer lineatus*, dispostos, por vezes, em pavimentos e em concentrações ressedimentadas de origem tempestítica.



A



B



C

Figura 21 - Amonites do Cenomaniano superior de Nossa Senhora dos Olivais. A: *Neolobites vibrayeanus* (nível "C"). B: *Vascoceras gamai* (níveis "E"- "J"). C: *Rubroceras alatum* (nível "H").

Segue-se uma sucessão de calcário margoso noduloso (nível “C”) que termina num estrato, com cerca de um metro de espessura, de calcário muito compacto de tom creme, formando uma cornija (nível “D”). Este conjunto transgressivo representa a base do Cenomaniano superior e contém uma paleofauna abundante, análoga à da Bacia Ibérica e de muitos outros contextos do Norte de África. Sobretudo no nível “C” destacam-se os cefalópodes *Neolobites vibrayeanus* (Figura 21A) e *Angulithes mermeti*, os bivalves *Neithea hispanica*, *Rhynchostreon columbum* e *Pycnodonte vesiculare*, o gastrópode *Harpagodes incertus* e os equinídeos *Heterodiadema ouremense* e *Hemiaster lusitanicus*.

Os níveis seguintes, “E” a “I” formam uma sucessão de natureza mais margosa, com cerca de 8 m de espessura, na qual se evidência o nível “F”, por ser mais compacto e formar uma pequena cornija no afloramento. Os restantes níveis são compostos por alternâncias de calcário margoso noduloso, apinhado, de tom acinzentado, sendo difícil a separação de “G” e “H” em virtude da condensação estratigráfica que caracteriza estes domínios de plataforma interna (Figura 20C). O conjunto culmina num estrato de marga laminada (nível “I”), rica em equinídeos infaunais (*Hemiaster scutiger*).

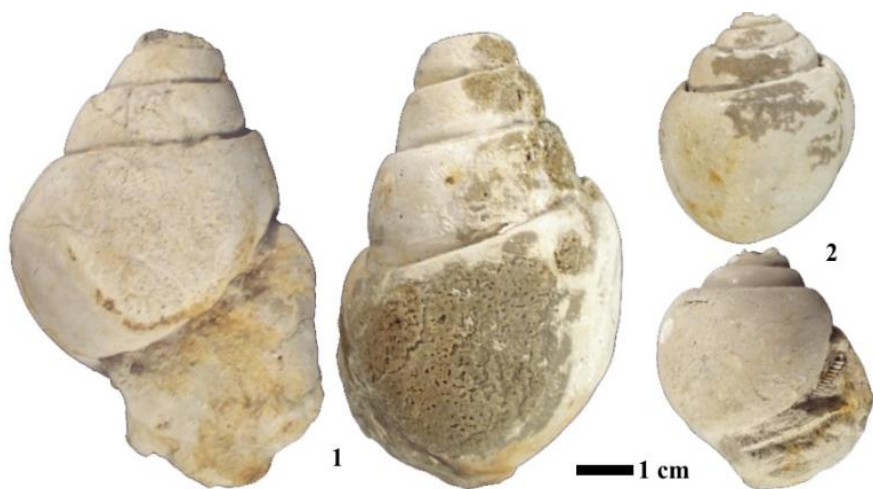
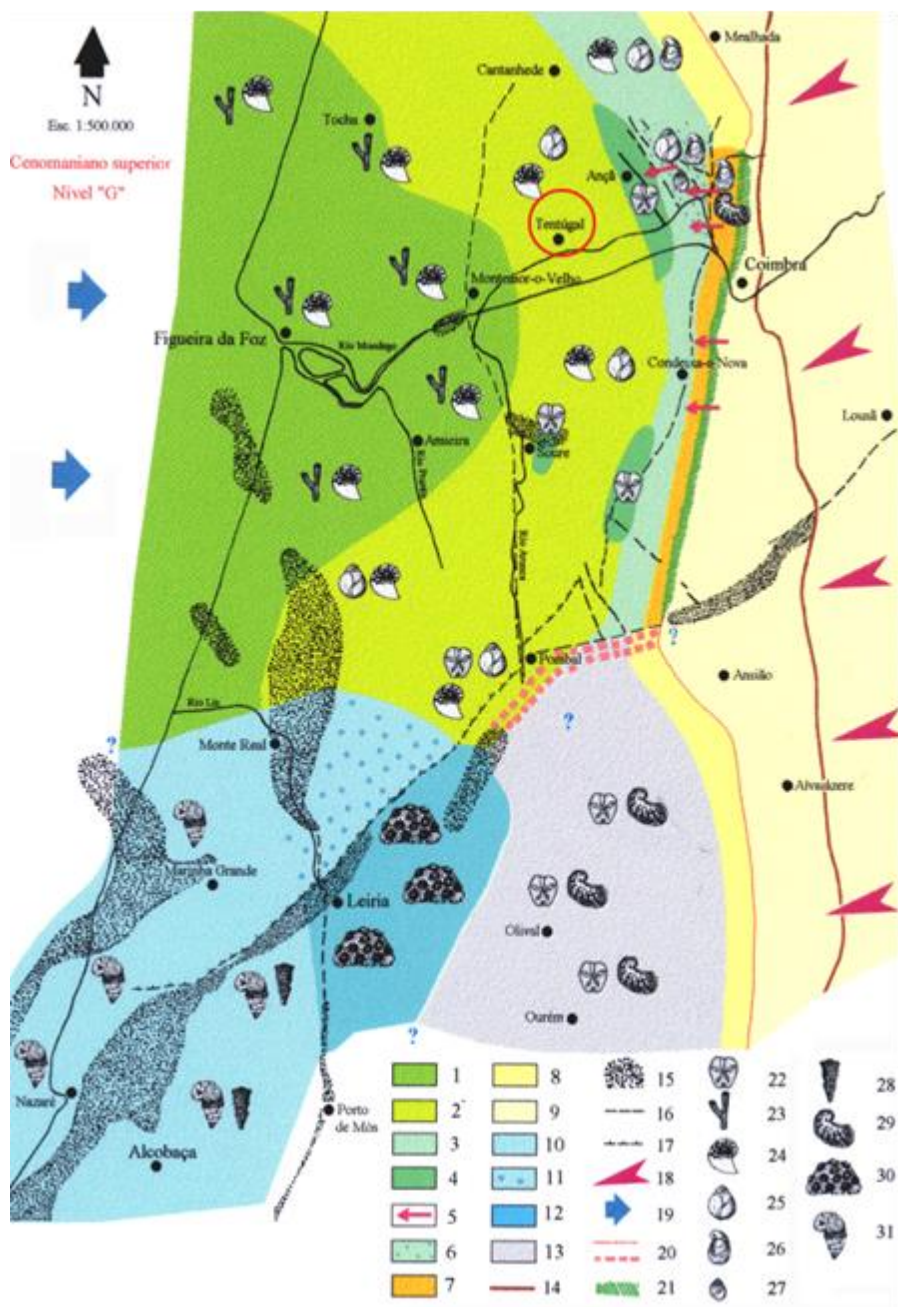


Figura 22 - Moldes internos de gastrópodes abundantes nos níveis “E” a “I” de Nossa Senhora dos Olivais. 1: *Tylostoma torrubiae* Sharpe, 1849. 2: *T. ovatum* Sharpe, 1849.



Os fósseis abundam nestes níveis, dispersando-se aos milhares pelos campos cultivados circundantes à capela. Destes, destacam-se as amonites, pela abundância de *Vascoceras gamai* (espécie descrita em 1898, por Paul Choffat, em homenagem ao grande navegador Vasco da Gama, aquando das comemorações do quarto centenário da descoberta do caminho marítimo para a Índia) (Figura 21B), a par de *V. adonense* Choffat, 1898, *V. barcoicense* (Choffat, 1898), *Euomphaloceras septemseriatum* (Cragin, 1893), *Rubroceras alatum* Cobban, Hook & Kennedy, 1989 (Figura 21C), *R. burroense* Cobban, Hook & Kennedy, 1989, *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* (Choffat, 1898) e *Puzosia* sp. No entanto, os fósseis mais comuns são gastrópodes do género *Tylostoma* (Figura 22) e bivalves (*Rhynchostreon suborbiculatum* e *Granocardium productum*).



Figura 23 - Carta paleogeográfica com modelo interpretativo para a parte média do Cenomaniano superior (níveis com *Vascoceras*) da Plataforma

Carbonatada Ocidental Portuguesa, a norte do paralelo da Nazaré. O círculo maior indica a localização de Tentúgal neste contexto (segundo CALLAPEZ, 1998, 2008). 1: Domínio externo, sublitoral a circalitoral, com sedimentação carbonatada e comunidades de corais ahermatípicos. 2:

Plataforma interna, sublitoral a sublitoral superior, com sedimentação margosa e amonites (vascoceratídeos). 3: Planície litoral com sedimentação margo-arenosa. 4: Faixa sublitoral com comunidades de hemiasterídeos. 5: Canais de maré. 6: Planície litoral, com sedimentação areno-margosa e calcária. 7: Lagunas com comunidades de ostreídeos e exogirínídeos. 8: Domínio litoral a supralitoral, areno-calcário, micáceo. 9:

Planície aluvial, passando a planície litoral com sedimentação arenosa micácea. 10: Complexo de altos fundos com *patch-reefs* de *Caprinula*. 11:

Domínio de *fore-reef*. 12: Complexo recifal com biohermes coralinos e areias peri-recifais, situado nos andares litoral a sublitoral superior. 13:

Domínio lagunar com exogirínídeos e hemiasterídeos. 14: Bordo ocidental do Maciço Hespérico. 15: Áreas diapíricas. 16: Zonas de fracturação. 17:

Flexura de Pombal-Leiria-Pataias. 18: Afluxo de terrígenos. 19: Sentido geral do movimento transgressivo. 20: (a) Limite do domínio carbonatado,

(b) Estrutura barreira. 21: Faixas de vegetação densa, marginais aos domínios lagunares (mangais?). Principais componentes das paleocomunidades: 22: *Hemiaster scutiger*; 23: Polípeiros ahermatípicos dendróides; 24: *Vascoceras* spp.; 25: *Tylostoma ovatum*; 26:

Rhynchostreon columbum; 27: *Ampullina punctata*; 28: *Radiolites lusitanicus*; 29: *Ceratostreon flabellatum*; 30: Corais hermatípicos tabulares; 31: *Caprinula boissyi*.

Já à cota do topo da plataforma, a capela assenta sobre um estrato de calcário acinzentado, compacto, noduloso, com cerca de 2 m de espessura (nível “J”). Este estrato contém, se bem que com menos abundância, moldes de *Tylostoma* e pinças de crustáceos, sendo representativo do topo do Cenomaniano superior na região do Baixo Mondego. Culmina com uma superfície de descontinuidade, com exposição sub-aérea e carsificação local, sobre a qual assentam calcários em plaquetas, de tom rosado, micáceos, com fósseis correlativos da parte média do Turoniano inferior (nível “L”).

Considerações finais

A Formação dos Calcários de Tentúgal regista um dos principais ciclos sedimentares do Cretácico da margem oeste da Ibéria, durante o qual o domínio marinho se estendeu à totalidade da Estremadura e Beira Litoral, através da instalação de uma plataforma carbonatada. Todavia, ao invés da Bacia Ibéria em que as sucessões carbonatadas marinhas estão presentes até ao Santoniano (SEGURA *et al.*, 2014), esta só subsistiu no atual *onshore* da margem continental durante o Cenomaniano e parte do Turoniano inferior, em virtude de uma evolução tectono-sedimentar pautada por soerguimentos ligados à reativação de diversas estruturas tectónicas e a um provável basculamento da microplaca ibérica.

Durante o apogeu da sedimentação carbonatada, Nossa Senhora dos Olivais situava-se num domínio interno da plataforma carbonatada, cerca de 15 km a ocidente da paleolinha de costa que passava junto a Coimbra (Figura 23). O meio era francamente marinho e de profundidade moderada, com temperaturas cálidas e substratos vasosos estáveis e oxigenados, colonizados por uma miríade de organismos bentónicos, incluindo bivalves, gastropodes e equinídeos infaunais (hemiasterídeos).

Agradecimentos: Projeto de Investigação CGL2015-66604 do Ministerio de Economía y Competitividad (Espanha).

PARAGEM 4 // PARADA 4

Herbário da Universidade de Coimbra

Herbario de la Universidad de Coímbra

Fátima Sales & Joaquim Santos

Resumo: Um herbário é uma colecção biológica de plantas, algas, fungos e líquenes com informação associada a cada exemplar sobre onde e quando foi colhido, informação ecológica e características que se perdem na sua preparação. O Herbário da Universidade de Coimbra (COI) aloja ca. 800.000 exemplares e é a maior colecção biológica portuguesa. Foi iniciado por Júlio Henriques (1838-1928), Director do Jardim Botânico entre 1873 e 1918. Os exemplares estão organizados em colecções que reflectem as prioridades da investigação ao longo de décadas. As mais estudadas são a Africana (África subsaariana) e a Portuguesa. Destacam-se ainda o Herbário de Moritz Willkomm (1821-1895), a Colecção Geral e a Colecção de Criptogamia. O Herbário disponibiliza muita informação *online*, num total 76.500 exemplares, incluindo todos os tipos.

Resumen: Un herbario es una colección biológica de plantas, algas, hongos y líquenes con información asociada a cada ejemplar sobre dónde y cuándo fue recogido, información ecológica y características que se pierden durante su preparación. El Herbario de la Universidad de Coímbra (COI) alberga ca. 800.000 ejemplares y constituye la mayor colección biológica portuguesa. Fue iniciado por Júlio Henriques (1838-1928), Director del Jardín Botánico entre 1873 y 1918. Los ejemplares están organizados en colecciones que reflejan las prioridades de la investigación a lo largo de décadas. Las más estudiadas son la Africana (África subsahariana) y la Portuguesa. Destaca también el Herbario de Moritz Willkomm (1821-1895), la Colección General y la Colección de Criptógamas. El Herbario dispone de mucha información *online*, con un total de 76.500 ejemplares, incluyendo los tipos.

Localização: Lat. 40°12'25"N; Long. 008°25'23"W.

Os Herbários são colecções biológicas

Um herbário é uma colecção biológica de plantas, algas, fungos e líquenes com informação associada a cada exemplar sobre onde e quando estes foram colhidos, informação ecológica e características que se perdem na sua preparação. Os exemplares estão alojados em armários especiais e organizados de acordo com classificações biológicas. O material é cuidadosamente preparado para poder ser manipulado durante décadas e séculos. Um exemplar vegetal (a planta completa ou parte dela) é prensado e seco entre folhas de papel absorvente e fixado com cola a papel rígido e de boa qualidade juntamente com a etiqueta (Figuras 24-25). É possível estudar a morfologia, a anatomia, a ultraestrutura das superfícies e até o DNA das plantas alojadas num herbário. A informação contida nestas colecções é utilizada não só em investigação fundamental, a taxonomia, mas também em ciência aplicada, como ecologia, conservação, gestão de habitats, agricultura, etnobotânica, e paleobiologia, e tem aplicações tão vastas que vão desde a biotecnologia e as ciências forenses até à arquitectura paisagista, o turismo, a história, e a medicina.

Existem 381.308.064 de exemplares vegetais dispersos por todo o mundo em cerca de 2.962 herbários (THIERS, 2017). Por isso, desde sempre, os especialistas nesta área, os Taxonomistas, trabalharam em rede e desde há muito que elaboram catálogos desses materiais. Contudo, os graves problemas que ameaçam a diversidade vegetal exigem respostas mais rápidas. Por esta razão, as colecções estão a ser informatizadas e digitalizadas para que os catálogos sejam digitais e a rede possa ser a internet. Com o premir de um botão os especialistas conseguem, actualmente, informação que até há pouco tempo demorava semanas ou meses a reunir.

O Herbário da Universidade de Coimbra (COI)

Os herbários são conhecidos e citados pelo seu acrónimo internacional - COI é o Herbário do Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de

Coimbra (http://www.uc.pt/en/herbario_digital/. Veja o vídeo de apresentação).

O Herbário da Universidade de Coimbra aloja ca. 800.000 exemplares, e constitui a maior colecção biológica portuguesa, e uma colecção de investigação para a comunidade nacional e internacional (Figura 26). O COI tem como missão (i) preservar material vegetal permanentemente para referência e investigação; (ii) fornecer material vegetal e informação para investigação em biodiversidade; e (iii) divulgar a importância da diversidade vegetal.



Figura 24 - Aspeto da preparação de exemplares no COI, Herbário do Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

Os exemplares estão organizados em colecções que reflectem as prioridades da investigação ao longo de décadas. As colecções mais estudadas são:

- 1) Africana (África subsaariana) que revela as ligações científicas entre o COI e várias instituições britânicas (British Museum, Kew);
- 2) Portuguesa que inclui plantas de Portugal continental e dos Arquipélagos dos Açores e da Madeira.

Existem também outras colecções de grande importância:

1) O Herbário de Moritz Willkomm (1821-1895) é uma colecção histórica com ca. 29.000 exemplares que inclui o material que serviu de base à elaboração da primeira Flora de Espanha, *Prodromus Flora Hispanicae* (WILLKOMM & LANGE, 1861-80). Este material está totalmente informatizado e digitalizado e está disponível no Catálogo online do Herbário (<http://coicatalogue.uc.pt/>);

2) A Colecção Geral constitui a maior colecção de plantas do mundo em Portugal;

3) A Colecção de Criptogamia inclui algas, hepáticas, musgos, fungos e líquenes de todo o mundo, sendo muito rica em exemplares tipo.

O presente espólio foi iniciado por Júlio Henriques (1838-1928), Regente da Cadeira de Botânica e Director do Jardim Botânico, entre 1873 e 1918. As plantas do Herbário de Brotero tinham desaparecido, e Henriques inicia rapidamente uma nova colecção com a compra do Herbário de Willkomm e a fundação da Sociedade Broteriana, cujos sócios eram exortados a colher plantas em Portugal e nas ex-colónias. Estes dois eventos ocorreram em 1880 de modo que consideramos que o presente Herbário da Universidade teve início nesse ano.

Júlio Henriques foi substituído por Luís Carriço (1886-1937), cuja ênfase em África conduziu a três grandes expedições em Angola, à colheita de muitos exemplares e ao estabelecimento da colaboração de longo termo com o British Museum em dois projectos internacionais, *Flora Zambesiaca* e *Conspectus Flora Angolensis*. Carriço morreu precocemente durante a última expedição em Angola mas os dois projectos continuaram, bem como as ligações do Herbário à flora africana e ao British Museum. Nos anos 1950 as instalações foram remodeladas sob a orientação de Abílio Fernandes (1906-1994) tendo sido construído todo o mobiliário em madeira maciça ainda hoje em uso. Toda a colecção Africana foi montada de novo e foram elaborados catálogos em papel ainda hoje em uso. O Herbário foi ainda enriquecido com muito material de Portugal e também africano.

O Herbário está instalado no edifício que foi outrora o Mosteiro dos Beneditinos e utiliza as salas bem amplas que eram o refeitório, no rés-do-chão, e ainda um longo corredor no 1º andar (Figura 26).



Figura 25 - Exemplo de exemplares montados e etiquetados, pertencentes às coleções do COI, Herbário do Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.



Figura 26 - Aspeto atual do COI, Herbário do Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

O Herbário hoje

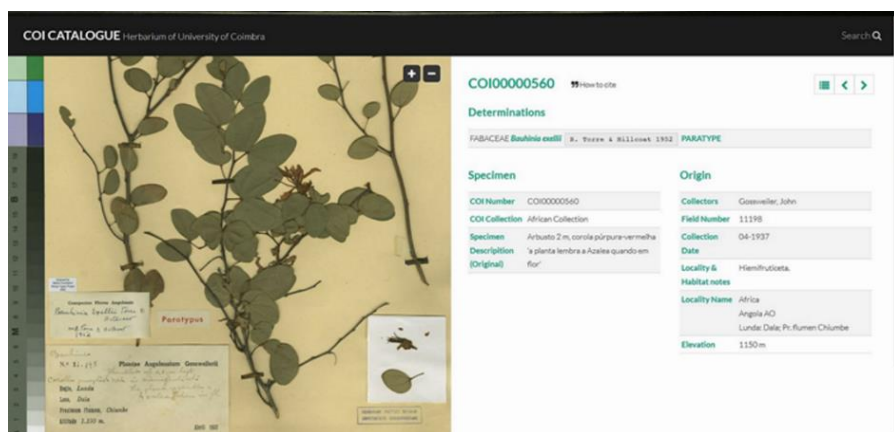
O Herbário contribui para o acelerar do estudo da diversidade vegetal disponibilizando muita da sua informação *online*. Reconhece a necessidade actual de acesso rápido aos exemplares e à informação neles contida bem como a importância de Portugal em repatriar informação para outros países. Para tal, o Herbário está a informatizar os exemplares e tornar esta informação disponível no seu Catálogo digital *online* (<http://coicatalogue.uc.pt/>). A captura de imagens é executada em HERBSCAN, com um *scanner* invertido, ou com máquina fotográfica digital em tenda de luz. Em ambos, os casos os exemplares são digitalizados com código de barras individual, régua e escala de cores e cinzentos. Todos os exemplares tipo estão já disponibilizados no Catálogo *online* (exemplares tipo são aqueles que foram utilizados na descrição de novos taxones para a ciência). Actualmente existem no total 76.500 exemplares informatizados (Figura 27). O Catálogo

também dá acesso a uma base de dados de caligrafias (assinaturas, escrita e informação biográfica) de colectores antigos europeus que contribui para a identificação e descrição de materiais. O COI modernizou os processos de montagem de exemplares, sendo actualmente utilizados materiais *acid free* e métodos menos invasivos de restauro.

Apesar das consultas de materiais no *site* do Herbário (em média 7000 semanais), continuam a ser recebidos pedidos de materiais para empréstimo para investigação. Esses materiais são enviados a custo zero, estudados e reenviados também a custo zero, sendo a vantagem do Herbário as actualizações que os investigadores fazem à informação que consta em cada exemplar pela adição de novas etiquetas.

Atualmente o Herbário está envolvido em vários projectos: a Lista Vermelha das plantas de Portugal, *Portuguese E-Infrastructure for Information and Research on Biodiversity*, *Portuguese Research Infrastructure of Scientific Collections*, *Interactive seed identification*, O Mundo numa cidade e, por fim, mas muito importante, *Accelerating digitising biological collections*.

Todos os anos o Herbário recebe a colaboração de vários alunos que participam voluntariamente nas actividades da colecção.



The screenshot displays the COI Catalogue interface for the University of Coimbra. It features a specimen image on the left and a detailed record on the right. The record includes the following information:

Specimen		Origin	
COI Number	COI00000560	Collectors	Gosselet, John
COI Collection	African Collection	Field Number	11198
Specimen	Arbusto 2 m, corolla púrpura-vermelha	Collection	04-1937
Description (Original)	"a planta tembra e Access quando em flor"	Date	
		Locality & Habitat notes	Humidiflora
		Locality Name	Africa
		Angola AO	
		Lumbe Dalc. Pr. Rumen Chumbe	
		Elevation	1150 m

Figura 27 - Exemplo de ficha acessível *online* e pertencente à atual base de dados do COI, Herbário do Departamento de Ciências da Vida, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra.

PARAGEM 5 // PARADA 5

Jardim Botânico da Universidade de Coimbra

Jardín Botánico de la Universidad de Coímbra

*Teresa Gonçalves**

** Coordenação da visita*

Resumo: Considerado como um dos mais ricos de Portugal, o Jardim Botânico de Coimbra foi mandado construir pelo Marquês de Pombal, em 1772, em pleno coração da cidade, para funcionar como laboratório de "História Natural" da Universidade. Desenhado por artistas italianos, compreende, na atualidade, uma superfície de 13 hectares, que inclui uma zona de bosque e seis estufas, lagos e fontes, albergando mais de 1200 espécies de plantas, muitas delas raras ou exóticas, que proporcionam um passeio agradável pelo reino vegetal e pelo mundo. À entrada do jardim encontra-se a estátua do botânico Avelar Brotero (1744-1828), o seu primeiro diretor.

Resumen: Considerado como uno de los más ricos de Portugal, el Jardín Botánico de Coímbra fue mandado construir por el Marqués de Pombal, en 1772, en pleno corazón de la ciudad, para funcionar como laboratorio de "Historia Natural" de la Universidad. Diseñado por artistas italianos, en la actualidad comprende una superficie de 13 hectáreas, que incluye una zona de bosque y seis bancales con invernaderos, lagos y fuentes, albergando más de 1200 especies de plantas, muchas de ellas raras o exóticas, que posibilitan un agradable viaje por el reino vegetal y por el mundo. A la entrada del jardín se encuentra la estatua del botánico Avelar Brotero (1744-1828), su primer director.

Localização: Lat. 40°12'24"N; Long. 008°25'16"W.

Descrição histórica

O Jardim Botânico de Coimbra é, a par dos seus congéneres da Ajuda (conexo ao Museu Real) e da Universidade de Lisboa, um dos principais espaços dedicados ao estudo da diversidade vegetal através da conservação e reprodução de espécimes vivos, procurando recriar aspetos dos seus ambientes naturais e dando apoio aos estudos de Botânica na Universidade de Coimbra. A sua dimensão de 13 hectares e a sua monumentalidade espacial e arquitetónica, ao aproveitar um terreno íngreme, marginal à Alta da cidade e aberto aos campos do Rio Mondego, conferem-lhe as características dos grandes jardins botânicos europeus, para isso contribuindo, também, aspetos relevantes do arboreto, com numerosas espécies exóticas, raras e/ou de porte excecional, a serem mostradas durante a visita (Figura 28).



Figura 28 - Aspetos do Jardim Botânico da Universidade de Coimbra.

A existência do Jardim Botânico de Coimbra deve-se, sobretudo, à herança iluminística do déspota ilustrado que foi o Marquês de Pombal, ministro do rei D. José I durante mais de duas décadas, após estadas prolongadas em Londres e em Viena como embaixador do Reino de Portugal. Espírito dotado de grande inteligência e visão inovadora, num país sufocado por uma sociedade atrasada e demasiado dependente de setores reacionários da Igreja, Sebastião José de Carvalho e Melo impôs uma revolução substancial na educação, há dois séculos nas mãos dos Jesuítas, reformando a Universidade de Coimbra e introduzindo

nos seus estudos a História Natural e o ensino experimental, incluindo a Botânica.

Com a reforma de 1772, a criação da Faculdade de Filosofia Natural e, no seu seio os gabinetes de Física e de História Natural (cujas recriações com instrumentos e coleções da época irão ser visitadas no decurso da XXII Bienal da Real Sociedad de História Natural), a criação de um Jardim Botânico era imperiosa, à imagem daquele que a família real detinha em Belém, criado com sucesso em 1768. Desta forma, os próprios estatutos pombalinos de 1772 consignam que:

«Ainda que no gabinete de Historia Natural se incluem as produções do reino vegetal; como, porém, não podem ver-se nelle as plantas senão nos seus cadaveres, seccos, macerados e embalsemados, será necessário para complemento da mesma historia o estabelecimento de um jardim botanico, no qual se mostrem as plantas vivas. Pelo que: no logar que se achar mais proprio e competente nas visinhanças da Universidade se estabelecerá logo o dicto jardim, para que nelle se cultive todo o genero de plantas, e particularmente aquellas, das quaes se conhecer ou esperar algum prestimo na medicina e nas outras artes; havendo o cuidado e providencia necessária, para se ajunctarem as plantas dos meus dominios ultramarinos, os quaes têm riquezas immensas no que pertence ao reino vegetal.»

Estas diretivas foram cumpridas sob orientação de Domingos Vandelli (1735-1816) e Gianbattista Dalla-Bella (1726-1823), professores e naturalistas italianos de renome, naturais de Pádua e contratados por Pombal para lecionarem na Universidade de Coimbra e organizarem os gabinetes anexos de Física e de História Natural acima referidos (CARVALHO, 1872). O entusiasmo e o espírito de grandiosidade com que se empenharam, veio a ser criticado categoricamente pelo ministro onnipotente mas consciente, pois a pequenez do país, apesar do afluxo constante do ouro do Brasil, não permitia veleidades sumptuosas. Tivesse sido esse o projeto aprovado e o jardim ombrearia com *Kew Gardens* ou com o *Jardin des Plantes* de Jussieu.

As obras e o apetrechamento do novo Jardim Botânico prosseguiram nas décadas seguintes, embora com interregnos causados pelas invasões francesas (1806-1810) e pelas lutas entre

liberais e absolutistas que, em 1828, conduziram ao encerramento temporário da Universidade e à prisão e assassinato de alguns dos seus lentes. Não obstante, com a criação da cadeira de Botânica e Agricultura, em 1781, entrou em cena aquele que foi um dos maiores botânicos portugueses de sempre: Félix de Avelar Brotero (1744-1828), ao reger como lente essa disciplina e ficar encarregue da organização científica do Jardim Botânico (Figura 29).



Figura 29 - Estátua evocativa de Brotero.

O jardim de setecentos terá perdurado até meados de 1850, altura política e económica favorável, sob os auspícios do governo da Regeneração, em que a Congregação da Faculdade de Filosofia Natural reuniu melhores condições para dar início a obras de melhoramento e reapetrechamento, não só do Jardim Botânico e das suas coleções, mas também do primitivo Gabinete de História Natural, ampliado para a condição de Museu de História Natural. Pelo jardim e pelos herbários e salas de aula do Colégio a ele anexo, viriam ainda a passar alguns dos grandes botânicos portugueses do século XIX e XX, com destaque para Júlio

Henriques (1838-1928), pioneiro da introdução do Darwinismo em Portugal, e Luís Carriço (1886-1937), mais tarde Diretor do Instituto Botânico.

O Jardim Botânico de hoje, com a sua vocação científica, mas também turística, encerra em si um passado histórico que ombréia com a sua diversidade botânica, lembrando a velha universidade setecentista, agora que a velha Alta de Coímbra perdeu a sua fácies medieva, após as importantes demolições a que foi sujeita, para construção dos edifícios departamentais que hoje monumentalizam, com os seus traços à Estado Novo, a Coímbra dos estudantes.

Sigamos, por conseguinte, o convite da visita aos recantos bucólicos do grande jardim e ao seu arboreto exótico e frondoso.

BIBLIOGRAFIA // BIBLIOGRAFÍA

- AGUIAR, C. 1972. Breve memória histórica da Faculdade de Ciências no segundo centenário da reforma pombalina. *Revista da Faculdade de Ciências da Universidade de Coimbra*, 47:1-32.
- ALARCÃO, J. 2008. *Coimbra. A montagem do cenário urbano*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- ALMEIDA, A.C., SOARES, A.F., CUNHA, L. & MARQUES, J.F. 1990. Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos*, 66: 17-47.
- ALMEIDA, A.C., SOARES, A.F., SANTOS, J.G., CUNHA, L & TAVARES, A.O. 2000. O sentir da população sobre as transformações dos Campos do Baixo Mondego. *Cadernos Geografia*, 19: 29-41.
- ANTUNES, M.T. 1979. Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico Terminal e do Paleocénico de Portugal. *Ciências da Terra*, 5: 145-174.
- ANTUNES, M.T. & PAIS, J. 1978. Notas sobre os depósitos de Taveiro: estratigrafia, paleontologia, idade, paleoecologia. *Ciências da Terra*, 4: 109-128.
- AZERÊDO, A.C., DUARTE, L.V., HENRIQUES, M.H. & MANUPPELLA, G. 2003. *Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio*. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p.
- AZERÊDO, A.C., WRIGHT, V.P. & RAMALHO, M.M. 2002. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49: 1339-1370.
- BAPTISTA, M.T. 2000. Gabinete de História Natural. *In: O Gabinete de História Natural / Revivências*: 9-17. Museu de História Natural, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- 2010. O Gabinete de História Natural da Universidade de Coimbra. *In: BRANDÃO J.M., CALLAPEZ, P.M., MATEUS, O. & CASTRO, P. Eds. Coleções e museus de Geologia: missão e gestão*: 43-50. Centro de História e Filosofia da Ciência da Universidade de Évora & Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- BARBOSA, B. 1981. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000. Notícia explicativa da folha nº 16C - Vagos*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 60 p.
- BARBOSA, B., SOARES, A.F., ROCHA, R.B., MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M.H. 1988. *Carta geológica de Portugal na escala de 1:50 000, Notícia explicativa da folha nº 19A - Cantanhede*. Direcção Geral de Geologia e Minas, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 46 p.

- BARROSO-BARCENILLA, F., BRANDÃO, J.M., CALLAPEZ, P.M. & SANTOS, V.F. 2015. Rediscovery of the holotypes of the Cenomanian (Upper Cretaceous) ammonites *Vascoceras gamai* Choffat, 1898, and *Vascoceras barcoicense* (Choffat, 1898). *Cretaceous Research*, 56: 647-650.
- BARROSO-BARCENILLA, F., CALLAPEZ, P.M., FERREIRA SOARES, A., SEGURA, M. 2011. Cephalopod associations and depositional sequences from the upper Cenomanian and lower Turonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 37: 9-28.
- BENTON, M. 2015. *When Life Nearly Died: The Greatest Mass Extinction of All Time*. Thames & Hudson (revised edition), London, 352 p.
- BERTHOU, P.Y. 1984a. Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33: 41-45.
- 1984b. Répartition stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du Bassin Occidental Portugais. *Benthos*, 83: 45-54.
- 1984c. Zonation par les Ammonites du Cenomanien supérieur et du Turonien inférieur du Bassin Occidental Portugais. Actas I^{er} Congreso Español de Geología, 1, Segovia: 13-26.
- 1984d. Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas*, 7: 99-120.
- BERTHOU, P.Y. & LAUVERJAT, J. 1975. Le Cénomano-Turonien à Vascoceratidés dans sa région type (embouchure du Rio Mondego, Beira Litoral, Portugal). *Newsletter on Stratigraphy*, 4: 96-118.
- BERTHOU, P.Y., BROWER, J. & REYMENT, R. 1975. Morphometrical study of Choffat's Vascoceratids from Portugal. *Bulletin of the Geological Institut of the University of Uppsala*, 6: 73-83.
- BERTHOU, P.Y., CHANCELLOR, G. & LAUVERJAT, J. 1985. Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite *Vascoceras* Choffat, 1898, from Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71: 55-79.
- BERTHOU, P.Y., SOARES, A.F. & LAUVERVAT, J. 1979. Portugal. In: Mid Cretaceous Events Iberian field Conference 77, Field-Guide 1. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 5: 31-124.
- BRAGA, T. 1892-1902. *Historia da Universidade de Coimbra nas suas relações com a Instrução Publica Portuguesa (4 vols.)*. Academia Real das Sciencias, Lisboa.
- CALLAPEZ, P.M. 1992. *Estudo paleoecológico dos “Calcários de Trouxemil” (Cenomaniano-Turoniano) na região entre a Mealhada e Condeixa-a-*

- Nova (Portugal Central). Tese de provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 272 p.
- 1998. *Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré-Leiria-Pombal*. Dissertação de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 491 p.
 - 1999a. *The marine Lower Turonian of West Central Portugal*. In: *Abstract Volume of the Workshop of Lisbon*: 83-87. European Palaeontological Association, Lisbon.
 - 1999b. *The Cenomanian-Turonian of the western Portuguese Basin: Stratigraphy and Palaeobiology of the Central and Northern sectors*. Workshop of Lisbon, field-trip 2, European Palaeontological Association, Lisbon, 45 p.
 - 2001. Upper Cenomanian and lower Turonian ammonite biostratigraphy of West-Central Portugal. *Bulletin de la Société d'Étude des Sciences Naturelles d'Elbeuf, Sp. Num. "Colloque sur le Cénomanién"*: 23-26.
 - 2003. The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências da Terra*, 15: 53-70.
 - 2004. The Cenomanian-Turonian central West Portuguese carbonate platform. In: DINIS, J. & CUNHA, P.P. Eds. *Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins*: 39-51. Field Trip Guidebook 2, 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra.
 - 2008a. Palaeobiogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous Western Portuguese Carbonate Platform. *Thalassas*, 24: 29-52.
 - 2008b. Associações fósseis bentónicas do Cenomaniano-turoniano da Figueira da Foz: um tributo aos estudos de Paleoecologia de António Ferreira Soares. In: CALLAPEZ, P.M., ROCHA, R.B., CUNHA L., MARQUES, J.F. & DINIS, P.M. Eds. *A Terra Conflitos e Ordem. Livro de Homenagem ao Professor António Ferreira Soares*: 453-466. Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- CALLAPEZ, P.M. & BRANDÃO J.M. 2011. Da Filosofia Natural à modernidade: dois séculos de colecionismo geológico (e paleontológico) na Universidade de Coimbra. *Actas do Congresso Luso-Brasileiro de História das Ciências Universidade de Coimbra, Coimbra*: 1063-1078.
- CALLAPEZ, P.M. & SOARES, A.F. 1991. O género *Tylostoma* Sharpe, 1849 (Mollusca, Gastropoda) no Cenomaniano de Portugal, *Memórias e Notícias*, 111: 169-182.
- 1993. A família Pectinidae (Mollusca, Bivalvia) no Cenomaniano-Turoniano do sector Norte da Orla Meso-Cenozóica Ocidental, *Memórias e Notícias*, 115: 137-154.

- 2001. *Fósseis de Portugal: Amonóides do Cretácico Superior (Cenomaniano-Turoniano)*. Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra, 106 p.
- CALLAPEZ, P.M., BARROSO-BARCEÑILLA, F., SOARES, A.F., SEGURA, M. & SANTOS, V. 2017. On the co-occurrence of *Rubroceras* and *Vascoceras* (Ammonoidea, Vascoceratidae) in the upper Cenomanian of the West Portuguese Carbonate Platform. *Cretaceous Research* (no prelo).
- CALLAPEZ, P.M., PAREDES, R., MARQUES, J.F. & ROCHA, C. 2010. Retrospectiva histórica das coleções de Paleontologia do Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra. In: BRANDÃO J.M., CALLAPEZ, P.M., MATEUS, O. & CASTRO, P. Eds. *Coleções e museus de Geologia: missão e gestão*: 51-60. Centro de História e Filosofia da Ciência da Universidade de Évora & Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- CARDOSO, J.L. 2003. *Memórias de História Natural. Domingos Vandelli*. Porto Editora, Porto, 104 p.
- CARVALHO, G.S. 1946. *As formações geológicas mais antigas da Orla Meso-cenozóica Ocidental de Portugal. Algumas observações de campo e a provável origem daquelas formações*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Porto, 127 p.
- CARVALHO, J.A.S. 1872. *Memória Histórica da Faculdade de Philosophia*. Imprensa da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- CARVALHO, R. 2001. *História do ensino em Portugal*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- CASWELL, A.B., COE, A.L. & COHEN, A.S. 2009. New range data for marine invertebrate species across the early Toarcian (Early Jurassic) mass extinction. *Journal of the Geological Society of London*, 166: 856-872.
- CHOFFAT, P.L. 1880. *Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal, I - Le Lias et le Dogger au nord du Tage*. Mémoires de la Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 72 p.
- 1886. *Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, I - Espèces nouvelles ou peu connues*. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 40 p.
- 1897. Sur le Crétacique de la région du Mondego. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 124: 422-424.
- 1898. *Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, II - Les Ammonées du Bellasien, des Couches à Neolobites vibrayanus, du Turonien et du Sénonien*. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 45 p.
- 1900a. Aperçu de la Géologie du Portugal. In: *Le Portugal du point de vue agricole*. Imprensa Nacional, Lisboa: 48 p.

- 1900b. *Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal, II - Le Crétacé supérieur au Nord du Tage*. Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 287 p.
- 1901-02. *Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, III-IV - Mollusques du Sénonien à faciès fluviomarin - Espèces nouvelles ou peu connues*. Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 84 p.
- COBBAN, W.A., HOOK, S.C. & KENNEDY, W.J. 1989. Upper Cretaceous rocks and ammonite faunas of southwestern New Mexico. *New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir*, 45: 1-137.
- COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., FÉLIX, F., GARCÍA JORAL, F., GOY, A. & ROCHA, R.B. 2015. Latest Pliensbachian-Early Toarcian brachiopod assemblages from the Peniche section (Portugal) and their Correlation. *Episodes*, 38: 2-8.
- COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., FÉLIX, F., GOY, A., PAREDES, R. & SILVA, R.L. 2016. Amaltheidae e Hildoceratidae (Ammonitina) del Pliensbaquiense superior (Cronozona Spinatum) en las cuencas septentrionales de la Península Ibérica. *Cuadernos del Museo Geominero*, 20: 47-52.
- COMAS-RENGIFO, M.J., DUARTE, L.V., GARCÍA JORAL, F. & GOY, A. 2013. Los braquiópodos del Toarciense Inferior (Jurásico) en el área de Rabaçal-Condeixa (Portugal): distribución estratigráfica y paleobiogeografía. *Comunicações Geológicas*, 100 (Especial I): 37-42.
- CRAGIN, F.W. 1893. A contribution to the invertebrate paleontology of the Texas Cretaceous. *In: Texas Geological Survey 4th Annual Report*, 2: 141-246. Ben C. Jones, Austin.
- CUNHA, L. & ALMEIDA, A.C. 2008. António Ferreira Soares e a Geomorfologia do Baixo Mondego. *In: CALLAPEZ, P.M., ROCHA, R.B., CUNHA L., MARQUES, J.F. & DINIS, P.M. Eds. A Terra, Conflitos e Ordem. Livro de Homenagem ao Professor António Ferreira Soares*: 16-24. Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- CUNHA, L. & SOARES, A.F. 1997. Alguns problemas geomorfológicos no sector oriental do Baixo Mondego. O confronto de morfologias nas áreas de Coimbra e de Condeixa. *In: Actas do Seminário "O Baixo Mondego - organização geossistémica e recursos naturais"*: 41-49. Coimbra.
- CUNHA, L., SOARES, A.F., TAVARES, A. & MARQUES, J.F. 1999. O julgamento geomorfológico de Coimbra. O testemunho dos depósitos quaternários. *Actas Iº Colóquio de Geografia de Coimbra*, 1996. *Cadernos de Geografia*, Num. Esp. 1: 15-26.

- CUNHA, P.P. 1992. *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Dissertação de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 262 p.
- CUNHA, P.P. & REIS, R.P. 1995. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research*, 16: 155-170.
- DAVEAU, S. 1985. Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le Massif Ancien et sa couverture à l'Est de Coimbra. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 8: 1-450.
- DERA, G., PRUNIER, J., SMITH, P L., HAGGART, J.W., POPOV, E., GUZHOV, A., ROGOVF, M., DELSATE, D., THIES, D., CUNY, G., PUCÉAT, E., CHARBONNIER, G. & BAYON, G. 2015. Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. *Gondwana Research*, 27: 1599-1615.
- DINIS, J.L. 2001. Definição da Formação da Figueira da Foz - Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88: 127-160.
- DINIS, J.L., REY, J., CUNHA, P.P., CALLAPEZ, P.M. & REIS, R.P. 2008. Stratigraphy and allogenic controls on the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29: 772-780.
- DINIS, J.L., REY, J. & GRACIANSKY, P.C. DE. 2002. Le Bassin Lusitanien (Portugal) à l'Aptien supérieur - Albien: organisation séquentielle, proposition de corrélations, évolution. *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 757-764.
- DUARTE, L.V. 1995. *O Toarciano da Bacia Lusitaniana, estratigrafia e evolução sedimentogénica*. Dissertação de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra, 349 p.
- 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83: 65-94.
- 2004. The geological heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: selected sites, inventory and main scientific arguments. *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia*, 110: 381-388.
- 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In: ROCHA, R.B. Ed. *The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP*: 17-23. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy.
- 2012. Sedimentação margo-calcária do Jurássico Inferior na região de Rabaçal: estratigrafia integrada, análise de fácies e interpretação

- sequencial. In: AZERÊDO, A.C. & DUARTE, L.V. Eds. *Bacia Lusitânica: Perspectivas de campo com ênfase nos reservatórios carbonatados. Livro-guia de apoio ao Módulo "Trabalho de campo na Bacia Lusitânica"*. 9-20. Galp-Petrobras, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa.
- DUARTE, L.V. & SOARES, A.F. 2002. Litostratigrafia das series margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 89: 135-154.
- DUARTE, L.V., KRAUTTER, M. & SOARES A.F. 2001. Bioconstructions à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologie et signification paléogéographique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172: 637-646.
- DUARTE, L.V., OLIVEIRA, L.C.V. & RODRIGUES, R. 2007. Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, 118: 3-18.
- DUARTE, L.V., PERILLI, N., DINO, R., RODRIGUES, R. & PAREDES, R. 2004a. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable-isotope evolution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 110: 115-127.
- DUARTE, L.V., WRIGHT, V.P., LÓPEZ, S.F., ELMÍ, S., KRAUTTER, M., AZERÊDO, A.C., HENRIQUES, M.H., RODRIGUES, R. & PERILLI, N. 2004b. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: DUARTE, L.V. & HENRIQUES, M.H. Eds. *Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia*: 45-71. 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Field Trip Guide Book I, Coimbra.
- FERREIRA, M.R.P. 1988. José Bonifácio d'Andrada e Silva: Mineralogista, académico, mineiro do início do séc. XIX. *Memórias e Notícias*, 106: 19-32.
- 1990. O Museu de História Natural da Universidade de Coimbra (Secção de Mineralogia e Geologia) desde a Reforma Pombalina (1772) até à República (1910). *Memórias e Notícias*, 110: 53-76.
- 1998. *200 anos de Mineralogia e Arte de Minas: desde a Faculdade de Filosofia (1772) até à Faculdade de Ciências e Tecnologia (1972)*. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, Coimbra, 188 p.
- FÜRSICH, F.T. 1977. Corallian (Upper Jurassic) marine benthic associations from England and Normandy, *Palaeontology*, 20: 337-385.
- GÓMEZ, J.J. & GOY, A. 2011. Warming-driven mass extinction in the Early Toarcian (Early Jurassic) of northern and central Spain. Correlation with

- other time-equivalent European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 306: 176-195.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.S.C., POSAMENTIER, H., ROSS, C.A. & WAGONER, J.C. Eds. Sea-Level changes: An integrated approach. *SEPM Special Publications*, 42: 71-108.
- HELSSBO, S., JENKYN, H., DUARTE, L.V. & OLIVEIRA, L.C. 2007. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 455-470.
- HISCOTT, R., WILSON, R., GRADSTEIN, F., PUJALTE, V., GARCIA-MONDEJAR, R., BOUDREAU, R. & WISHART, H. 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74: 60-76.
- KENNEDY, W.J. 1984. Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to the Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33: 147-161.
- KULLBERG, J.C., OLÓRIZ, F., MARQUES, B., CAETANO, P. & ROCHA, R.B. 2001. Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). *Sedimentary Geology*, 139: 49-70.
- KULLBERG, J.C., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., REY, J., TERRINHA, P., AZEREDO, A.C., CALLAPEZ, P., DUARTE, L.V., KULLBERG, M.C., MARTINS, L., MIRANDA, J.R., ALVES, C., MATA, J., MADEIRA, J., MATEUS, O., MOREIRA, M. & NOGUEIRA, C.R. 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In: DIAS, R., ARAÚJO, A., TERRINHA, P. & KULLBERG, J.C. Eds. *Geologia de Portugal, 2: Geologia Meso-Cenozóica de Portugal*: 195-347. Livraria Escolar Editora, Lisboa.
- LAUVERJAT, J. 1978. Le Cénomanién de la vallée du Mondego (Portugal). Limite avec le Turonien. Evolution Ouest-Est, implications paléogéographiques. *Géologie Méditerranéenne*, 5: 109-114.
- 1982. *Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais*. Université Pierre et Marie Curie, These Doctoral d'Etat, Paris, 716 p.
- LITTLE, C.T.S. & BENTON, M.J. 1995. Early Jurassic mass extinctions. A global long-term event. *Geology*, 23: 495-498.
- LORIO, P. DE. 1887-88. *Recueil d'études paléontologiques sur la faune Crétacique du Portugal, 2 - Description des Echinodermes*. Commission des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 122 p.

- LOTZE, F. 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forschungen*, 6: 78- 92.
- MARQUES, J.F. 1997. O significado dos depósitos quaternários do Baixo Mondego. Uma retrospectiva. In: *Actas do Seminário "O Baixo Mondego - organização geossistémica e recursos naturais"*: 21-39. Coimbra.
- MARTINS, A.F. 1940. *O esforço do homem na bacia do Mondego. Ensaio geográfico*. Tese de Licenciatura em Ciências Geográficas na Universidade de Coimbra. Coimbra, 299 p.
- 1949. *Le Centre Littoral et le Massif Calcaire d'Estremadura*. Livret-guide de l'excursion B, Congrès International de Géographie, Lisboa, 96 p.
- MIGUEZ-SALAS, O., RODRIGUEZ-TOVAR, F. & DUARTE, L.V. 2017. Selective incidence of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE) on macroinvertebrate marine communities: A case from the Lusitanian basin (Portugal). *Lethaia* (no prelo).
- MIRANDA, R. 1926. Contribuições para o estudo da flora do Triássico português. O género *Clathropteris*. *Memórias e Notícias*, 4: 1-11.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F., JAMET, M. & BERTHOU, P.Y. 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103: 757-775.
- MOURA, A. 1958. Alguns equinídeos regulares fósseis da Costa d'Arnes, Alfarelos, Coimbra. *Memórias e Notícias*, 45: 61-72.
- MOUTERDE, R., RUGET, C. & ALMEIDA, F.M. 1964-65. Coupe du Lias au Sud de Condeixa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 48: 61-91.
- PAREDES, R. 2014. Síntese dos bivalves citados para o Pliensbaquiano (Jurássico Inferior) da Bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações Geológicas*, 101 (Especial I): 421-425.
- 2016. Body size and Cope's rule in Early Jurassic Bivalves: considerations from north-west european province. *Ameghiniana*, 53 Suplemento: 34.
- PAREDES, R., COMAS-RENGIFO, M.J. & DUARTE, L.V. 2016. Passagem Pliensbaquiano-Toarciano: a diversidade de macroinvertebrados antes da extinção. In: DUARTE, L.V. & SÊCO, S. Eds. *O Jurássico da região de Penela: novos avanços no conhecimento estratigráfico*: 30-34. Guia de campo do Seminário "Geologia no outono", Penela.
- PEREIRA, I. 1993. Figueira da Foz. Santa Olaia. In: *Estudos Orientais: os Fenícios no território português*, 4: 285-304. Instituto Oriental, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa.

- PERILLI, N. & DUARTE, L.V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from the Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. *Rivista Italiana Paleontologia Stratigrafia*, 112: 417-434.
- PINHEIRO, L., WILSON, R., REIS, R., WHITMARSH, R. & RIBEIRO, A. 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, 149: 3-23.
- REOLID, M. & DUARTE, L.V. 2014. Sponge-microbialite buildups from Toarcian of the Coimbra Region (Northern Lusitanian Basin, Portugal): Palaeoecological and palaeoenvironmental significance. *Facies*, 60: 561-580.
- REY, J., DINIS, J.L., CALLAPEZ, P.M. & CUNHA, P.P. 2006. *Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal*. Cadernos de Geologia de Portugal, INETI, Lisboa, 75 p.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, P., ROCHA, R.B., FERREIRA SOARES, A., ZBYSZEWSKY, G., ALMEIDA, F.M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. 1979. *Introduction à la géologie générale du Portugal*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 114 p.
- ROCHA, R.B., MANUELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C. & ZBYSZEWSKI, G. 1981. *Carta Geológica de Portugal na escala de 1:50 000. Notícia explicativa da folha 19-C Figueira da Foz*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 126 p.
- ROCHA, R.B., MARQUES, J.F. & SOARES, A.F. 1991. Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias-Aalénien). *Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Sér. Sci.*, 4: 121-125.
- RODRIGUES, B., DUARTE, L.V., MENDONÇA FILHO, J.G., SANTOS, L.G. & OLIVEIRA, A.D. 2016. Evidence of terrestrial organic matter deposition across the early Toarcian recorded in the northern Lusitanian Basin, Portugal. *International Journal of Coal Geology*, 168: 35-45.
- RODRIGUES, M.A. 1991. *A Universidade de Coimbra. Marcos da sua História*. Arquivo da Universidade de Coimbra, Coimbra, 397 p.
- RUGET-PERROT, C. 1961. Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au nord du Tage: Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, nova série, 7: 1-197.
- SEGURA, M., BARROSO-BARCENILLA, F., CALLAPEZ, P.M., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GIL, J. 2014. Depositional Sequences and Cephalopod Assemblages in the upper Cenomanian-lower Santonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Geologica Acta*, 12: 19-27.
- SERRÃO, J.V. 1983. *História das Universidades*. Lello & Irmão, Porto, 216 p.

- SHARPE, D. 1849a. On *Tylostoma*, a proposed genus of gasteropodous molluscs. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 5: 375-380.
- 1849b. Remarks on the genus *Nerinea*, with an account of the species found in Portugal. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 6: 101-115.
- 1849c. On the Secondary District of Portugal which lies on the North of the Tagus. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 6: 135-201.
- SILVA, R.L., DUARTE, L.V. & COMAS-RENGIFO, M.J. 2015. Carbon isotope chemostratigraphy of Lower Jurassic carbonate deposits, Lusitanian Basin (Portugal): Implications and limitations to the application in sequence stratigraphic studies. In: RAMKUMAR, M. Ed. *Chemostratigraphy: concepts, techniques, and applications*: 341-371. Elsevier, London.
- SIMÕES, J.A.S. 1872. *Memoria historica da Faculdade de Philosophia*. Imprensa da Universidade, Coimbra, 335 p.
- SOARES, A.F. 1960. Considerações sobre as *Exogyra columba* Lam., *Exogyra flabellata* Gold. e *Exogyra olisiponensis* Sharpe do Cretácico das regiões de Coimbra e Figueira da Foz. *Memórias e Notícias*, 49: 21-40.
- 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). *Memórias e Notícias*, 62: 1-343.
- 1967. Nouveau genre de lamellibranche Hétérodonte du Crétacé du Portugal. *Memórias e Notícias*, 64: 58-65.
- 1968a. Uma nova espécie da família Trochidae - *Calliostoma* (*Calliostoma*) *choffati* - no Cretácico Superior de Portugal metropolitano. *Revista de Ciências Geológicas, Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Lourenço Marques, Série A*, 1: 44-53.
- 1968b. Estudo da distribuição dos Ostréídeos do Cretácico superior (Cenomaniano superior e Turoniano inferior) na região entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (Margem direita do Rio Mondego). *Revista de Ciências Geológicas, Laboratório Mineralógico e Geológico da Universidade de Lourenço Marques, Série A*, 1: 55-72.
- 1968c. Contribution à l'étude de la distribution des échinides du Crétacé Supérieur du Portugal. Les échinides de la région entre Sargento-Mor et Montemor-o-Velho. *Memórias e Notícias*, 64: 1-20.
- 1972. Contribuição para o estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico Superior da Costa de Arnes). *Memórias e Notícias*, 74: 1-56.
- 1980. A «Formação Carbonatada» na região do Baixo-Mondego. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 66: 99-109.

- 1990. Apontamentos sobre a geologia de Coimbra. *In: Livro de Homenagem a Carlos Romariz*: 310-331. Geologia Económica e Aplicada, Lisboa.
- 1999. As unidades pliocénicas e quaternárias no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, 2: 7-17.
- 2003. Um tiro no pé (Outras coisas e Coimbra). *Cadernos de Geografia*, 21-23: 231-239.
- 2017. *Realidade e Mito (O Baixo Mondego)*. Academia das Ciências de Lisboa, Lisboa (em publicação).
- SOARES, A.F. & DEVRIES, A. 1967. Un genre nouveau de la famille des Periscomidae dans le Crétacé du Portugal. *Memórias e Notícias*, 63: 55-64.
- SOARES, A.F. & MARQUES, A. 1973. Os equinídeos cretácicos da região do Rio Mondego (estudo sistemático). *Memórias e Notícias*, 75: 1-45.
- SOARES, A.F. & REIS, R.P. 1984. Considerações sobre as unidades litostratigráficas pós-jurássicas na região do Baixo Mondego. *In: Livro de homenagem a Orlando Ribeiro*, 1: 183-202. Centro de Estudos Geográficos, Lisboa.
- SOARES, A.F., ALMEIDA, A.C. & DINIS, P. 1997. *A margem direita do Mondego e a geomorfologia da Serra da Boa Viagem*, Excursão A. Seminário “O Baixo Mondego - Organização geossistémica e recursos naturais”, Coimbra, p. A1-A20.
- SOARES, A.F., BARBOSA, B. & REIS, R.P. 1982. Esboço de enquadramento cronostratigráfico das unidades líticas pós-jurássicas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre os paralelos de Pombal e Aveiro. *Memórias e Notícias*, 93: 77-91.
- SOARES, A.F., CUNHA, L. & MARQUES, J.F. 1992. *Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Estado actual dos conhecimentos e tentativa de coordenação morfogenética*. Actas do VI Colóquio Ibérico Geografia, Porto, p. 773-782.
- 1993. *Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Tentativa de coordenação morfogenética*. Actas II Réunion Cuaternário Ibérico, Madrid, p. 801-812.
- SOARES, A.F., KULLBERG, J.C., MARQUES, J.F., ROCHA, R.B. & CALLAPEZ, P.M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian Basin, Portugal). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183: 203-216.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F. & ROCHA, R.B. 1985. Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, 100: 47-71.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F., ROCHA, R.B., SEQUEIRA, A.J., SOUSA, M.B., PEREIRA, E., CUNHA, P.P., DUARTE, L.V., GAMA PEREIRA, L.C. & GOMES, E.M. 2005. *Folha 19D (Coimbra-Lousã) da Carta Geológica de Portugal*

- à escala 1:50 000. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F. & SEQUEIRA, J.D. 2007. *Carta Geológica de Portugal, escala 1:50 000. Notícia explicativa da folha nº19 D - Coimbra-Lousã*. Departamento de Geologia, Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Lisboa, 71 p.
- SOARES, A.F., ROCHA, R.B., ELMI, S., HENRIQUES, M.H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J.F., DUARTE, L.V., CARAPITO, M.C. & KULLBERG, J.C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". *C.R. Académie des Sciences de Paris, Série 2*, 317: 1659-1666.
- STANLEY, S.M. & LUCZAJ, J.A. 2014. *Earth System History*. 4th edition, Macmillan Learning, London, 608 p.
- SUAN, G., MATTIOLI, E., PITTET, B., LECUYER, C., SUCHERAS-MARX, B., DUARTE, L.V., PHILIPPE, M., REGGIANI, L. & MARTINEAU, F. 2010. Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters*, 290: 448-458.
- THIERS, B. 2017. *Index Herbariorum: A global directory of public herbaria and associated staff*. New York Botanical Garden's Virtual Herbarium, New York. [<http://sweetgum.nybg.org/science/ih/>]. [consulta: 1 julho de 2017].
- TORGAL, L.R. 2002. *A Universidade de Coimbra. Nota Histórica*. Serviço de Documentação e Publicações da Universidade de Coimbra, Coimbra, 249 p.
- WILSON, R. 1979. A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra*, 5: 53-84.
- 1988. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 1: 393-407.
- WILSON, R., HISCOTT, R., WILLIS, M. & GRADSTEIN, F. 1989. The Lusitanian Basin of west central Portugal; Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. In: TANKARD, A. & BALKWILL, H. Eds. Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 46: 341-361.

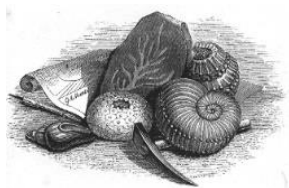
EXCURSIÓN POST-BIENAL

EXCURSÃO POS-BIENAL

9 DE SEPTIEMBRE • 9 DE SETEMBRO

Paisajes naturales de las sierras de Buçaco y de Sicó y del Valle del Cértima; el Conjunto Arqueológico de Conímbriga

Paisagens naturais das serras do Buçaco e de Sicó e do Vale do Cértima; o Campo Arqueológico de Conimbriga



PAISAGENS NATURAIS DAS SERRAS DO BUÇACO E DE SICÓ E DO VALE DO CÉRTIMA: DOS RELEVOS EM SOCO VARISCO AOS MACIÇOS CALCÁRIOS NA REGIÃO DE COIMBRA

O CAMPO ARQUEOLÓGICO DE CONIMBRIGA: O *OPPIDUM* E O TERRITÓRIO ROMANO

PAISAJES NATURALES DE LAS SIERRAS DE BUÇACO Y DE SICÓ Y DEL VALLE DEL CÉRTIMA: DE LOS RELIEVES EN ZÓCALO VARISCO A LOS MACIZOS CALCÁREOS EN LA REGIÓN DE COÍMBRA

EL CONJUNTO ARQUEOLÓGICO DE CONÍMBRIGA: EL *OPPIDUM* Y EL TERRITORIO ROMANO

Lúcio Cunha¹, Pedro Morgado Dinis², António Campar de Almeida¹, Luca Antonio Dimuccio³, Pedro Proença e Cunha² & Jorge Paiva⁴

1. *Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Departamento de Geografia e Turismo da Universidade de Coimbra, Portugal; luciogeo@ci.uc.pt; camparalmeida@gmail.com*
2. *MARE - Centro de Ciências do Mar e do Ambiente, Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra, Portugal; pdinis@dct.uc.pt; pcunha@dct.uc.pt*
3. *Centro de Estudos de Geografia e Ordenamento do Território (CEGOT), Universidades de Coimbra, Porto e Minho, Portugal; luca@ci.uc.pt*
4. *Centro de Ecologia Funcional, Departamento de Ciências da Vida da Universidade de Coimbra, Portugal*

Introdução

A excursão “Dos relevos em soco varisco aos maciços calcários na região de Coimbra” (Paragens 1-6), preparada para a XXII Bienal da Real Sociedad Española de Historia Natural, foi planeada para mostrar um espaço de orientação geral sul-norte. Com a seleção de locais a visitar apresenta-se um conjunto tão diversificado quanto possível de paisagens geológicas, geomorfológicas e biogeográficas que podemos acompanhar quando se deixa o Maciço Marginal de Coimbra (RIBEIRO, 1949) e se começa a penetrar na Orla Meso-Cenozoica Ocidental. Ao se deixar este maciço, onde geralmente se atingem cotas mais

elevadas e aflora o soco Precâmbrico a Paleozoico, por vezes com uma cobertura sedimentar continental, entra-se num domínio regional cuja história geológica se encontra fortemente condicionada pela rutura continental que culminou com o desenvolvimento do Oceano Atlântico e a paisagem está fortemente influenciada pela relativa proximidade deste oceano. Tentaremos apresentar aqui algumas das principais diferenças paisagísticas que acompanham esta passagem.

Neste guia, definem-se paragens ou áreas principais de observação em três grandes regiões: (i) no Maciço de Sicó (a sul do Rio Mondego); (ii) na zona de fronteira entre o Maciço Marginal de Coimbra e a Orla Meso-Cenozoica Ocidental; e (iii) na faixa globalmente subsidente que, já na Orla Meso-Cenozoica Ocidental, se alonga paralelamente a esta fronteira (ambas a norte do Rio Mondego). Com o percurso expositivo previsto não se irá avançar decididamente para o interior, pelas unidades (geológicas ou geomorfológicas) que constituem o arcabouço da Península Ibérica, ou para ocidente, no sentido do Atlântico, mas apenas numa faixa com reduzida oscilação longitudinal (cerca de 15 km entre a máxima e mínima longitude).

Na impossibilidade de visitar toda a região e as paisagens de interesse, apresentam-se, como amostra significativa, seis marcos principais entre as duas regiões a norte e a sul do Rio Mondego (Figura 1):

- 1) Casmilo - Campo de lapiás e Vale das Buracas;
- 2) Canhão flúvio-cársico do Poio Novo e exsurgência dos Olhos de Água do Anços;
- 3) Tufos calcários de Condeixa, a que se junta a visita “*O oppidum* e o território romano de Conimbriga” (Paragem 7);
- 4) Luso e Mata do Buçaco, analisando-se a sua história e vegetação;
- 5) Cruz Alta, para discussão dos processos morfogenéticos e observação dos seus testemunhos (tectónica regional, relevos de resistência, silicificações, etc.);
- 6) Anadia, com enfoque na deformação neotectónica e na região VQPRD da Bairrada, terminando com visita ao Museu do Vinho da Bairrada.

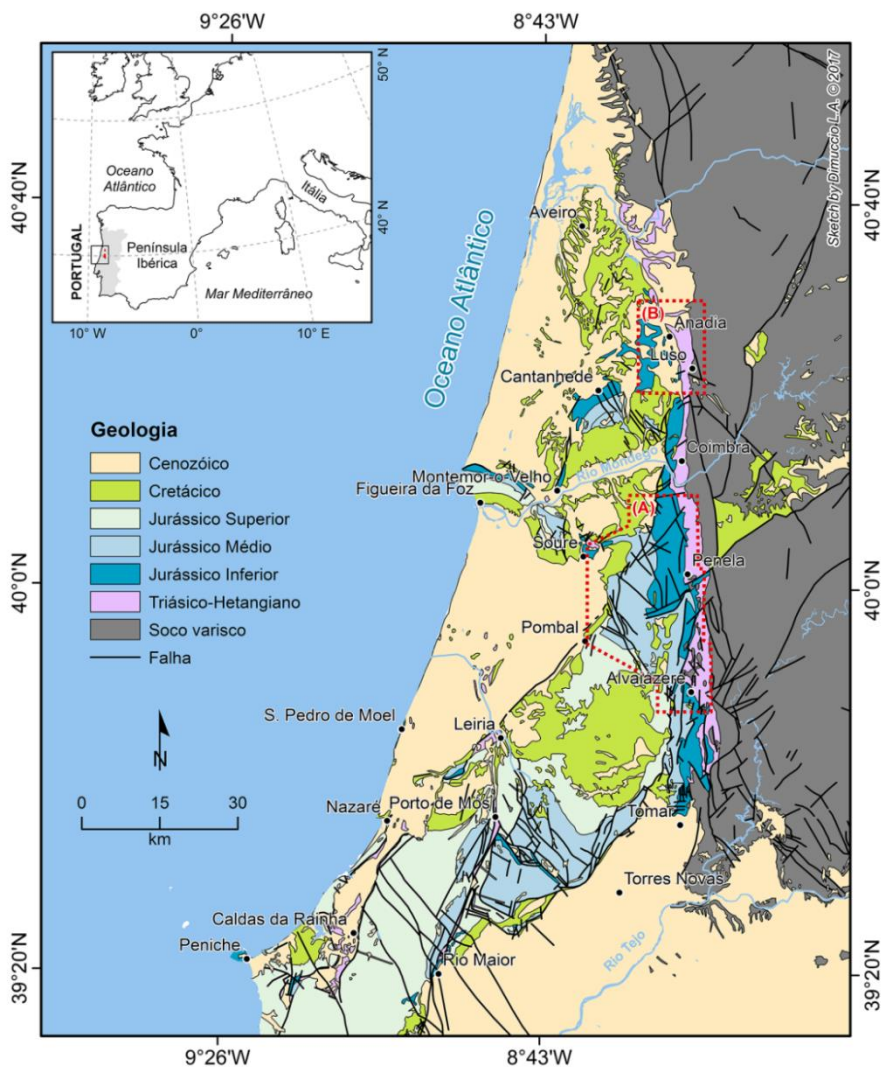


Figura 1 - Enquadramento geológico regional com indicação das duas regiões a visitar. Maciço de Sicó e ruínas da cidade romana de Conimbriga (A), e Maciço Marginal de Coimbra e Vale do Cértima (B). Base cartográfica segundo a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (OLIVEIRA *et al.*, 1992).

O Maciço de Sicó corresponde a um conjunto de serras, planaltos e colinas bem individualizadas no contexto regional e que se estendem por cerca de 430 km², num triângulo com vértices em Condeixa, Pombal e Alvaiázere (CUNHA, 1988) (Figura 2).

Em termos geológicos gerais, corresponde a uma espessa série sedimentar de unidades carbonatadas com estrutura monoclinial para oeste, afetada por importantes falhas (Figura 3). Destas unidades destacam-se, pela sua importância nos processos de carsificação, as rochas calco-dolomíticas da base do Jurássico Inferior (Formação de Coimbra + Formação de S. Miguel; SOARES *et al.*, 1985, 2007; DIMUCCIO, 2014; DIMUCCIO *et al.*, 2016), bem como as unidades essencialmente calcárias do Jurássico Médio que correspondem à Formação de Póvoa da Lomba, essencialmente do Aaleniano, a que se juntam os calcários com nódulos de sílex da Formação de Degracias e os calcários da Formação de Senhora da Estrela do Bajociano-Batoniano (SOARES *et al.*, 2007). A unidade plistocénica dos tufo calcários de Condeixa (SOARES *et al.*, 1997, 2007) tem também algum significado neste contexto.

A tectónica foi responsável pelo soerguimento do Maciço de Sicó, pela sua compartimentação interna e, mesmo, pela localização das formas cársicas e fluvio-cársicas mais significativas. Assumem particular significado morfológico as falhas de direção NNE-SSW a N-S, bem como as de direção ENE-WSW (Figura 3). A falha (ou conjunto de falhas) de Lousã-Pastor-Torre-Vale de Todos (FLPTVT), de direção geral NE-SW a ENE-WSW e com um forte desligamento esquerdo (Figura 3), é responsável desde logo pela divisão do maciço em dois submaciços: o de Condeixa-Sicó, a norte e a oeste, e o de Penela-Alvaiázere, a sul e mais a leste. Por seu turno, as falhas de direção essencialmente meridiana (NNE-SSW a NNW-SSE) condicionam a escadaria tectónica que levanta o maciço no seu sector ocidental. O submaciço setentrional (Condeixa-Sicó) revela também uma significativa compartimentação interna, em resultado da tectónica de fracturação, podendo distinguir-se as serras setentrionais, com particular expressão na Serra do Circo (406 m), a Serra do Rabaçal (532 m), que corresponde a um vasto anticlinal de orientação geral E-W, assimétrico e com falha inversa no seu setor setentrional, o Planalto de Degracias-Alvorge, sensivelmente basculado para leste e com cotas que oscilam entre os 280 m e os 350 m e, finalmente, a Serra de Sicó (553 m). No

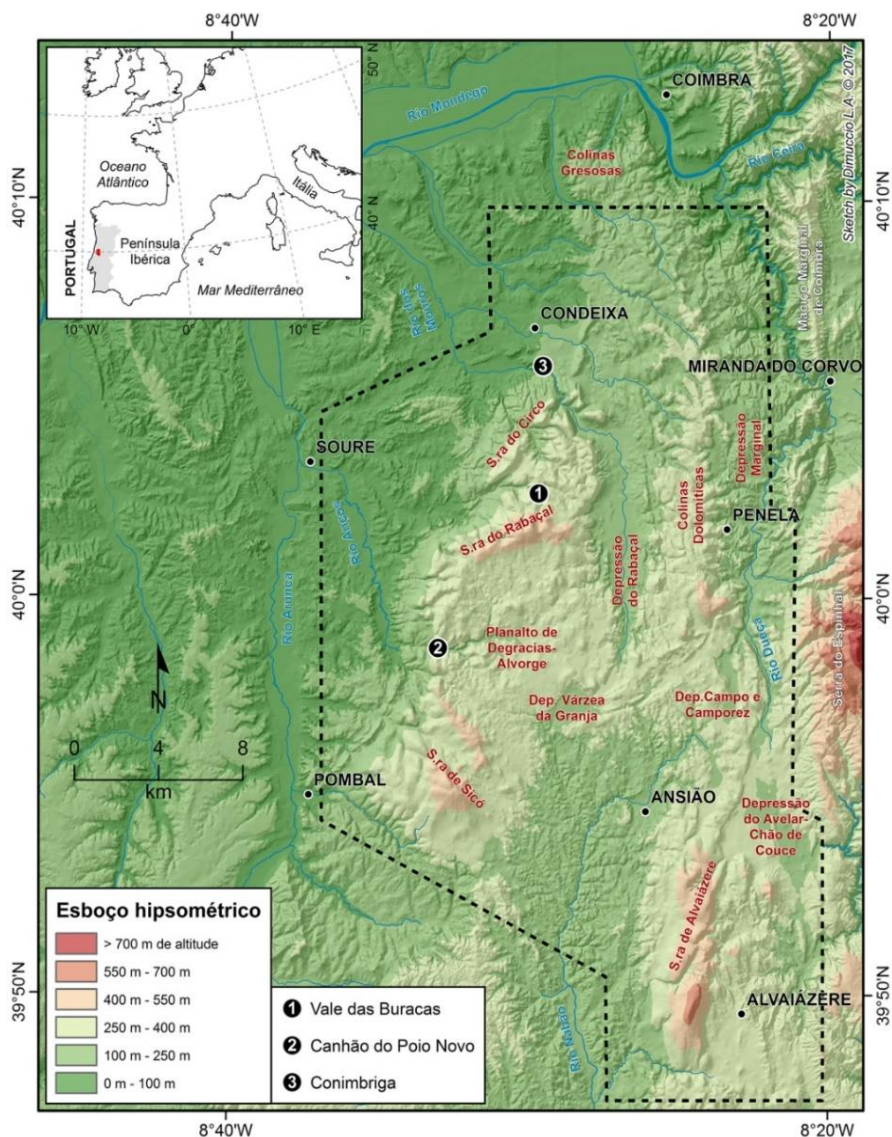


Figura 2 - Esboço hipsométrico do Maciço de Sico e localização das três paragens previstas.

bloco meridional, que chamámos de Penela-Alvaiázere, um alinhamento estrutural N-S estabelece o limite oriental, enquanto a fracturação conjugada divide este estreito submaciço num conjunto de pequenas serras, que se elevam progressivamente para sul, atingindo os 618 m na Serra de Alvaiázere (Figuras 2-3), a mais elevada de todas.

No Cenozoico ocorreu a maior parte do soerguimento diferencial do Maciço de Sicó, bem como a deposição e remobilização progressiva de uma cobertura siliciclástica que se foi adaptando à morfologia cársica entretanto desenvolvida por imposição litológica, tectónica e climática. Embora o soerguimento do maciço e, consequentemente, o processo de carsificação possam ter-se iniciado ainda em tempos jurássicos (intra-Sinemuriano, Batoniano/Caloviano e na passagem do Jurássico Médio para o Jurássico Superior; CUNHA & SOARES, 1987; SOARES, 1998/2001, 2007/2008; DIMUCCIO, 2014; DIMUCCIO *et al.*, 2016), a evolução cársica com reflexos na paisagem atual virá, pelo menos, desde tempos cretácicos. Os depósitos siliciclásticos do Cretácico Inferior (Formação de Figueira da Foz; DINIS, 2001) terão recoberto praticamente todo o maciço. Por isso, hoje podem ser encontrados restos destes sedimentos detríticos em quase todas as posições topográficas das serras, planaltos e colinas que caracterizam o relevo atual.

As vicissitudes paleoclimáticas do Cenozoico são responsáveis, quer por fases de intensa pedogénese, quer por fases de forte erosão, provocada também pelo rearranjo tectónico. A pedogénese e a remobilização progressiva das coberturas siliciclásticas deram origem aos chamados Depósitos Poligénicos Vermelhos que, de uma forma geral, preenchem parcial ou totalmente as formas cársicas do maciço (CUNHA, 1988, 1993). Depósitos detríticos mais recentes, como os relacionados com a transgressão marinha pliocénica, poderão ter atingido parcialmente alguns setores mais internos do maciço, embora na maioria das situações este já estivesse à época suficientemente individualizado e soerguido para constituir uma barreira a essa penetração marinha.

Hoje, a paisagem cársica do Maciço de Sicó corresponde basicamente à de um carso parcialmente exumado. Esta exumação é particularmente sensível nos setores mais elevados e mais expostos onde a rocha nua impera, a lapiazação é mais evidente e

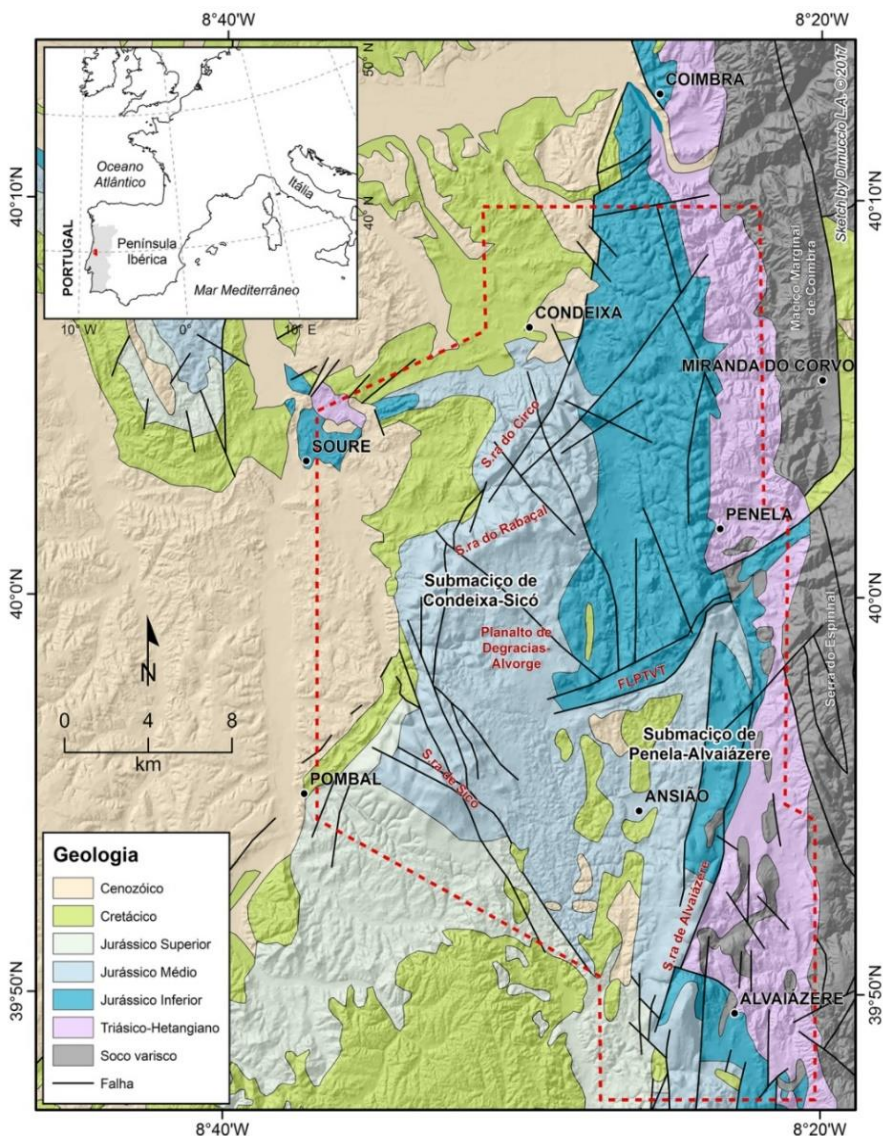


Figura 3 - Enquadramento geológico do Maciço de Sicó, correspondendo ao conjunto dos dois submaciços de Condeixa-Sicó (a norte e a oeste) e de Penela-Alvaiázere (a sul e mais a leste). Base cartográfica segundo a Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000 (OLIVEIRA *et al.*, 1992). FLPTV: Sistema de Falha de Lousã-Pastor-Torre-Vale de Todos.

as formas cársicas de superfície e de profundidade são mais abundantes (e.g. Serras do Circo, Janeanes, Rabaçal, Sicó, Ariques e Alvaiázere, bem como no setor ocidental do Planalto de Degracias-Alvorge). Pelo contrário, em grande parte do Planalto de Degracias-Alvorge e noutros setores menos elevados, a abundância de depósitos siliciclásticos marca ainda uma paisagem de características fluviais (cuos vales estão hoje secos), a que algumas pequenas dolinas em concha e mesmo algumas uvalas, muitas vezes ligadas a uma evolução sob cobertura (através de criptocorrosão), dão o retoque cársico.

PARAGEM 1 // PARADA 1

Casmilo - Campo de lapiás e Vale das Buracas

Casmilo - Campo de lapiaz y Valle de las Buracas

Lúcio Cunha & Luca A. Dimuccio

Resumo: Situada na frente setentrional da Serra do Rabaçal (Maciço de Sicó), a povoação de Casmilo permite o acesso a um pequeno cânhão fluvio-cársico (o Vale das Buracas) escavado em calcários do Jurássico Médio e onde os campos de lapiás e os abrigos sob rocha (“buracas”) representam as formas cársicas superficiais mais emblemáticas da região. Várias gerações de depósitos quaternários, constituídos por clastos calcários angulosos o muito angulosos, de tipo gelifratos, regularizam parcialmente as vertentes do vale e parecem estar relacionados com a sua evolução em climas frios e, portanto, com a abertura das “buracas”. Os dados resultantes de uma intervenção arqueológica de emergência numa das vertentes do Vale das Buracas, a par das observações geológicas e geomorfológicas previamente realizadas, contribuíram para a reconstituição da sua evolução numa escala cronológica mais fina e detalhada. Finalmente, o atual conhecimento pluridisciplinar do vale aponta para o carácter especial deste sítio e para a enorme importância científica que detém, justificando a necessidade da sua protecção.

Resumen: Situada en el frente septentrional de la Sierra de Rabaçal (Macizo de Sicó), la población de Casmilo permite el acceso a un pequeño cañón fluvio-kárstico (el Valle de las Buracas) excavado en calizas del Jurásico Medio y donde los campos de lapiares y los abrigos bajo roca (“buracas” u oquedades) representan las formas cársicas superficiales más emblemáticas de la región. Varias generaciones de depósitos cuaternarios, constituidos por clastos calizos angulosos o muy angulosos, del tipo gelifractos, regularizan parcialmente las vertientes del valle y parecen estar relacionados con su evolución en climas fríos y, por

tanto, con la abertura de “buracas”. Los datos resultantes de una intervención arqueológica de emergencia en una de las vertientes del Valle de las Buracas, junto con las observaciones geológicas y geomorfológicas previamente realizadas han contribuido a la reconstrucción de su evolución en una escala cronológica más fina y detallada. Finalmente, el conocimiento actual pluridisciplinar del valle revela el carácter especial de este lugar y la enorme trascendencia científica que contiene, justificando la necesidad de su protección.

Localização: Lat. 40°02'43"N; Long. 008°29'45"W.

Descrição

A povoação de Casmilo situa-se no setor setentrional do Maciço de Sicó e corresponde a uma das suas áreas já exumadas, em que a morfologia cársica se manifesta de modo muito claro. Fazendo o percurso pedestre que liga a aldeia ao Vale das Buracas, passa-se por uma dolina que ainda mostra os restos de uma cobertura siliciclástica quase impermeável e por um dos mais espetaculares campos de lapiás da região (Figura 4). Trata-se de lapiás de diferentes tipos e de diferentes gerações (CUNHA, 1988), ainda que aqui predominem lapiás em sulco e com arestas bem marcadas que identificam uma superfície parcialmente exumada de depósitos siliciclásticos. Nalguns pontos é possível observar formas lapiares que denotam na sua morfologia aspetos da evolução sob cobertura (e.g. os lapiás arredondados).

O chamado Vale das Buracas corresponde a um pequeno canhão flúvio-cársico, já muito degradado, escavado em calcários do Jurássico Médio e que se estende rigidamente de SSE para NNW, durante cerca de 400 m, na frente setentrional da Serra do Rabaçal (Figuras 2, 5). Deve o seu nome a pequenas reentrâncias de desenvolvimento horizontal, autênticos abrigos rochosos, que marcam os setores escarpados, subverticais, das vertentes do vale. Trata-se de formas circulares ou elípticas, com dimensão que pode atingir a dezena de metros de diâmetro por 5-7 m de profundidade, ficando-se muitas vezes por dimensões sensivelmente inferiores a estas. Segundo CUNHA (1988) parecem formas ligadas à

diferenciação litológica das vertentes, já que se dispõem sempre segundo determinadas bancadas de calcário, em regra mais porosas e diaclasadas (Figura 5). Apresentam paredes de aspeto rugoso, muito parcialmente ocupadas por depósitos litoquímicos de incrustação, e têm sido atribuídas à ação da gelifração diferencial durante os últimos períodos frios do Quaternário, ainda que outros processos possam ter participado na sua construção, quer na fase de preparação do material para a fragmentação (expansão e fragmentação do calcário aquando da abertura do vale), quer na fase de escavamento das “buracas” propriamente ditas (dissolução), quer, enfim, na fase da colmatação e revestimento das suas paredes (precipitação de depósitos litoquímicos e desabamentos parciais).



A

B

Figura 4 - Dolina (A), e campo de lapiás exumados (B), no Casmilo.

Nas vertentes do vale foram reconhecidos depósitos quaternários, constituídos por clastos calcários angulosos e muito angulosos, de tipo gelifratos, que parecem estar relacionados com a evolução das vertentes em climas frios e, conseqüentemente, com a abertura dos abrigos rochosos (CUNHA, 1988, 1999). Podem distinguir-se três grandes grupos de depósitos de crioclastos: (1) Depósito homométrico fortemente cimentado, bem visível na vertente ocidental do Vale das Buracas numa espessura de cerca de 3 m e suspenso cerca de 15 m acima do atual fundo do vale. Corresponde basicamente a uma alternância de leitos com clastos angulosos e muito angulosos, forte homometria, ora mais finos (2-4 cm), ora mais grosseiros (4-6 cm), mas sempre com rara quantidade de matriz e forte cimentação. Encontram-se também vestígios de depósitos com características muito semelhantes na

vertente oriental, na base de uma das “buracas”. (2) Depósito homométrico não cimentado, que aparece essencialmente na vertente oriental do Vale das Buracas, ocupando uma posição harmónica com o perfil da vertente e parecendo estender-se até à base desta. Este segundo depósito, que apresenta uma estratificação nítida, é bastante homométrico (4-8 cm nos leitos mais grosseiros e 3-5 cm nos mais finos), com clastos angulosos a muito angulosos e estrutura aberta por rara matriz argilosa (em regra inferior a 10%). Os clastos apresentam-se inclinados no sentido da vertente e, aqui e além, notam-se vestígios de imbricação. Nalguns leitos há marcas discretas de cimentação em regime vadoso. (3) Depósito heterométrico não cimentado, que parece ser o mais recente no vale e composto essencialmente por clastos angulosos a subredondos, com esfericidade por vezes elevada e dimensões que vão dos 4 aos 25 cm e estrutura paraconglomerática, já que os clastos estão envoltos numa matriz argilosa abundante (> 60%) de cor negra. Este depósito cobre, regularizando, a generalidade das vertentes do vale (Figura 5).

A análise da morfologia do vale e dos depósitos que recobrem as suas vertentes permite supor diferentes fases da abertura do canhão. Uma primeira questão que se levanta é a da importância dos processos cripto-cársicos na sua evolução. Com efeito, o encaixe e o forte alinhamento estrutural da forma podem sugerir que, pelo menos parcialmente, poderá ter havido abatimento de tetos de galerias hipogeias na origem do vale. No entanto, o modo organizado como se articula a rede fluvial, a abundante presença de depósitos essencialmente areno-conglomeráticos nos topos planálticos e a falta de formas do carso profundo (grutas), abertas diretamente no fundo ou nas vertentes do vale, levou-nos sempre a pensar no aprofundamento epigénico de cursos de água subaéreos, em fases climáticas porventura mais pluviosas que a atual. Tenha sido de um ou de outro modo, ou mesmo por um processo misto, as “buracas” que hoje encontramos nas “penas” calcárias são, manifestamente, formas de superfície, relacionadas com a evolução das vertentes após a abertura e encaixe do canhão. Os depósitos de vertente com elas relacionados sugerem pelo menos dois tempos de forte intervenção do frio no modelado. Com base em critérios essencialmente morfológicos (fundamentalmente, a posição que ocupam na vertente) estes depósitos têm sido atribuídos às

duas últimas grandes fases frias (Riss e Würm, para utilizar as designações da cronologia alpina que, apesar de criticável, continua a ser muito utilizada entre nós). A abertura das “buracas” poderá ser correlacionável com estes depósitos de gelifratos, tendo-se iniciado, pelo menos, com o trabalho de gelifração responsável pela construção dos depósitos hoje cimentados, num momento em que o fundo do vale se situaria um pouco (uma dezena de metros?) acima da sua posição atual.



A



B



C

Figura 5 - Abrigos sob rochas (“buracas”, A), e exemplos de depósitos de vertente relacionados com a sua evolução (B-C), no Vale das Buracas.

Em termos muito gerais, podemos dizer que as fases frias, mais húmidas ou mais secas, poderão ter sido responsáveis por processos de dissolução ou de continuação da gelifração que levou

ao aprofundamento das “buracas” nas vertentes, enquanto que as fases climáticas mais quentes, interglaciares ou interestadiais, terão levado quer ao aprofundamento maior ou menor do vale, quer à construção dos depósitos litoquímicos que, de modo descontínuo, revestem a parede das “buracas” (CUNHA *et al.*, 2006).

A partir de 1998, o Vale das Buracas foi alvo de um programa de alargamento dos caminhos rurais que lhe servem de acesso que, para além de um impacto muito sensível na paisagem, expôs na vertente oriental dois cortes estratigráficos que foram estudados do ponto de vista arqueológico. No corte localizado no fundo do vale, sucediam-se dois depósitos coluvionares de matriz argilosa -o mais recente, negro (Unidade Estratigráfica 1, UE1); o mais antigo de coloração acastanhada (UE3)- intercalados por um nível relativamente pouco espesso (max. 15 cm) e não absolutamente contínuo de gelifratos calcários de pequenas dimensões e, aparentemente, elevada homometria (UE2) (ALMEIDA *et al.*, 1999; ALMEIDA & NEVES, 2001). Nestes depósitos foram recolhidos materiais arqueológicos que aparentavam cronologias diversas: na camada negra superior encontravam-se alguns vestígios faunísticos, materiais líticos de aspeto neo-calcolítico associados a fragmentos de cerâmica manual e de torno, esta, seguramente, de épocas mais recentes. No depósito coluvionar mais antigo recolheram-se apenas materiais líticos, tipologicamente atribuíveis ao Paleolítico Superior. Todo o material lítico e cerâmico recolhido apresenta indícios de transporte que consistem sobretudo no rolamento e abrasão dos bordos e traem a sua posição secundária. A análise tecno-tipológica do material lítico recolhido em cada uma das unidades estratigráficas permite propor uma atribuição cronológica aproximativamente destes eventos. Assim, enquanto a UE1 corresponde a uma última fase coluvionar, de época francamente holocénica, já no que respeita ao depósito de coluvião subjacente (UE3), a posição e associação do material arqueológico contido parecem apontar-lhe uma cronologia plistocénica, embora talvez em duas fases distintas: uma primeira, não anterior a 25-24 ka e uma outra posterior a 18 ka, eventualmente mesmo correspondente ao final do Tardiglacial.

Os dados arqueológicos dão um importante contributo para a cronologia das formas e dos depósitos mais recentes no Vale das Buracas (Figura 6). Por um lado, fica claramente demonstrada a

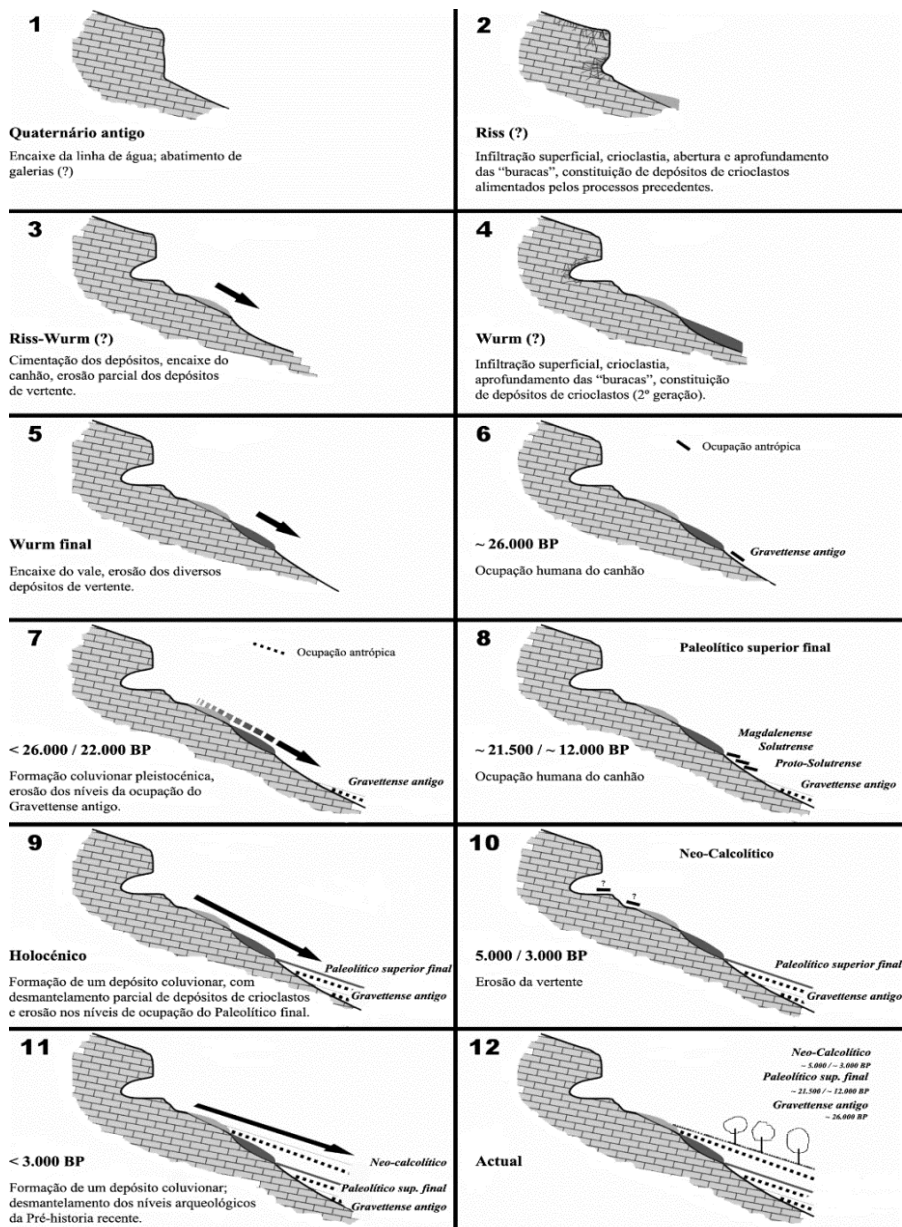


Figura 6 - Esquematisação da evolução do canhão fluvio-cársico das Buracas (CUNHA *et al.*, 2006).

idade holocénica do depósito heterométrico negro que contém vestígios arqueológicos diversos, em posição secundária, sendo o depósito claramente posterior aos materiais neo-calcolíticos que contém. Por outro lado, se aceitarmos, como parece lógico, que o nível com clastos achatados e angulosos (UE2) é um equivalente lateral do depósito não consolidado de gelifratos que se encontra 30 metros para montante no vale (Figura 5), pode balizar-se cronologicamente à fase fria responsável pela sua génese em momento posterior ao Magdalenense (CUNHA *et al.*, 2006).

À espetacularidade, grandiosidade e singularidade da forma fluvial, em grande parte impostas pela presença das “buracas” nas suas vertentes escarpadas, alia-se a sua importância do ponto de vista geo-humano, quer em termos pré-históricos e históricos, com as sucessivas ocupações e usos das “buracas”, quer nos tempos atuais, em que as formas deixaram de ser abrigo para gado/pastores que vão rareando no maciço para passarem a ser motivo de interesse para atividades desportivas, de lazer e, mesmo, de educação ambiental para sociedades urbanas que, de modo crescente, as procuram. Neste momento, tem-se do Vale das Buracas um conhecimento científico pluridisciplinar que, para além da Geomorfologia e da Arqueologia, envolve a Geologia e a Biologia. Todos os estudos feitos até ao momento apontam para o caráter especial deste sítio e para a enorme importância científica que detém no quadro da compreensão integrada do carso e sua utilização pelas sociedades humanas. Finalmente, a curiosidade que suscita e o crescente número de visitantes que procuram o Vale das Buracas, a par com recentes intervenções autárquicas no sentido de facilitar o acesso, fazem prever uma rápida degradação do património científico, cultural e ambiental que o sítio representa. Por estas razões, dada a importância crescente que o Património Geomorfológico tem no desenvolvimento sustentável local, regional e nacional, propõe-se que o Vale das Buracas seja dotado de figura de Monumento Natural, ou de outra que permita a sua proteção ambiental em termos legais.

PARAGEM 2 // PARADA 2

Canhão flúvio-cársico do Poio Novo e exsurgência dos Olhos de Água do Anços

Cañón fluvio-kárstico de Poio Novo y surgencia de los Olhos de Água do Anços

Luca A. Dimuccio & Lúcio Cunha

Resumo: Com um encaixe da ordem das duas centenas de metros, o canhão flúvio-cársico do Poio Novo desenvolve-se rigidamente e perpendicularmente ao rebordo ocidental do Maciço de Sicó. Neste vale regista-se a presença de formas cársicas superficiais (essencialmente “buracas”) e subterrâneas, em que se destacam os malhadoiros (pequenas exsurgências ocasionais que funcionam como autênticas válvulas de escape do sistema hídrico subterrâneo) e algumas cavidades cársicas de desenvolvimento horizontal (lapas) que se abrem ao longo de ambas as vertentes do vale, com importante significado geológico, geomorfológico, hidrogeológico e, por vezes, arqueológico. Frequentadas por humanos do Plistocénico Final ao Holocénico (indústrias do Paleolítico Médio ao final do Neolítico), duas destas pequenas lapas (Buraca Escura e Buraca Grande) conservam uma importante sequência arqueo-estratigráfica, em que o estudo geo-arqueológico permitiu estabelecer as mudanças ambientais entre 30 e 10 ka, no quadro mais geral da evolução espeleogenética e flúvio-cársica do Maciço de Sicó. Sendo um relevo carbonatado fissurado e carsificado, o Maciço de Sicó caracteriza-se por uma hidrografia superficial quase ausente, por oposição a uma circulação hídrica subterrânea que se explicita através de um conjunto de exsurgências cársicas (temporárias e permanentes) que se localizam, preferencialmente, na bordadura ocidental do maciço. Dentre estas, destacam-se os Olhos de Água do Anços, a mais importante exsurgência cársica permanente do sistema, pelo menos em termos de caudais.

Resumen: Con un escarpe del orden de los dos centenares de metros, el cañón fluvio-kárstico de Poio Novo se desenvuelve rígidamente y perpendicularmente en el reborde occidental del Macizo de Sicó. En este valle se registra la presencia de formas kársticas superficiales (esencialmente “buracas” u oquedades) y subterráneas, entre las que destacan los “malhadoiros” (pequeñas surgencias ocasionales que funcionan como auténticas válvulas de escape del sistema hídrico subterráneo) y algunas cavidades kársticas de desarrollo horizontal (tajos) que se abren a lo largo de ambas vertientes del valle, con importante significado geológico, geomorfológico, hidrogeológico y, a veces, arqueológico. Frecuentadas por humanos del Pleistoceno Final al Holoceno (industrias del Paleolítico Medio al final del Neolítico), dos de estos pequeños tajos (Buraca Escura y Buraca Grande) conservan una importante secuencia arqueo-estratigráfica, en la que el estudio geo-arqueológico ha permitido establecer cambios ambientales de entre 30 y 10 ka, dentro de la evolución espeleogenética y fluvio-kárstica general del Macizo de Sicó. Siendo un relieve carbonatado fisurado y karstificado, el Macizo de Sicó se caracteriza por una hidrografía superficial casi ausente, por oposición a una circulación hídrica subterránea que se explicita a través de un conjunto de surgencias kársticas (temporales y permanentes) que se localizan, preferentemente, en el margen occidental del macizo. Entre éstas, destacan los Olhos de Água do Anços (Ojos de Agua del Anços), la más importante surgencia kárstica permanente del sistema, al menos en términos de caudal.

Localização: Lat. 39°58'49"N; Long. 008°33'05"W.

Descrição

O Vale do Poio Novo e, um pouco mais a sul, o Vale do Poio Velho, correspondem a vigorosos canhões flúvio-cársicos que quebram a continuidade da escarpa da Senhora da Estrela e estabelecem a passagem do Planalto de Degraças-Alvorge para o sector tectonicamente abatido do Vale do Anços (Figura 2).



A



B



C

Figura 7 - A: Visão geral do canhão flúvio-cársico do Vale do Poio Novo e entrada das duas principais cavidades cársicas com desenvolvimento horizontal (lapas) que caraterizam o vale e que, ainda hoje, conservam o registo arqueológico de ocupação humana desde o Paleolítico Médio até ao final do Neolítico. B: Entrada da Buraca Grande, que se abre na vertente setentrional do vale. C: Entrada da Buraca Escura, já na vertente meridional do vale.

No caso do Vale do Poio Novo, ou simplesmente Vale do Poio, o encaixe é da ordem das duas centenas de metros e as vertentes, grosseiramente convexas, apresentam, em resposta a diferenciação litológica, uma morfologia de pormenor em que se distinguem setores perfeitamente verticais, as “penas”, por vezes com alturas de 30 a 40 m, perfuradas por “buracas” e pequenas lapas (e.g. grutas a prevalente desenvolvimento horizontal) que, associadas às cascalheiras que juncam os setores convexos menos declivosos e à raridade de vegetação arbórea e arbustiva, contribuem para criar um cenário quase lunar (Figura 7). O fundo semeado de oliveiras do Vale do Poio, raramente é percorrido por água nos dias de hoje. No entanto, nos invernos mais pluviosos, a água de circulação cársica pode brotar energeticamente dos malhadoiros, pequenas exsurgências ocasionais que funcionam como autênticas válvulas de escape do sistema subterrâneo que alimenta os Olhos de Água do Anços, originando um pequeno curso de água, afluente direto do Rio Anços (Figura 8).

De entre o conjunto de pequenas lapas, que se abrem nas vertentes do Vale do Poio, merecem destaque a Buraca dos Milhares, a Buraca Grande e a Buraca Escura, com estas últimas a deter importante significado arqueológico (AUBRY *et al.*, 2011; DIMUCCIO *et al.*, 2014) (Figura 7). Embora a existência de vestígios arqueológicos nos depósitos preservados no carso do Maciço de Sicó seja conhecida desde os anos cinquenta (ALVES, 1959), a aplicação de uma abordagem geoarqueológica no estudo das duas cavidades indicadas (Buraca Grande e Buraca Escura) e das respetivas sequências arqueo-estratigráficas que preservam vestígios do Paleolítico Superior, comparadas com outros sítios ao ar livre do centro de Portugal, mais a norte (no pequeno Planalto de Outil/Cantanhede) e mais a sul (já no Maciço Calcário Estremenho), permitiram estabelecer o quadro das mudanças ambientais entre 30 e 10 ka, assim como destacar a existência de várias fases erosivas e lacunas sedimentares. A descontinuidade principal que existe em todas as sequências arqueoestratigráficas estudadas, datada de entre 29,5 e 32,0 ka cal BP, pode ser correlacionada com o evento frio Heinrich 3 (HEINRICH, 1988; SÁNCHEZ GOÑI *et al.*, 2000, 2008; entre outros). Esta descontinuidade poderá corresponder a uma mudança climática de amplitude regional/supraregional (a nível da Europa Ocidental), explicando-se, pela sua cronologia, a escassez

dos vestígios da ocupação durante as fases iniciais do Paleolítico Superior (AUBRY *et al.*, 2011, 2017).

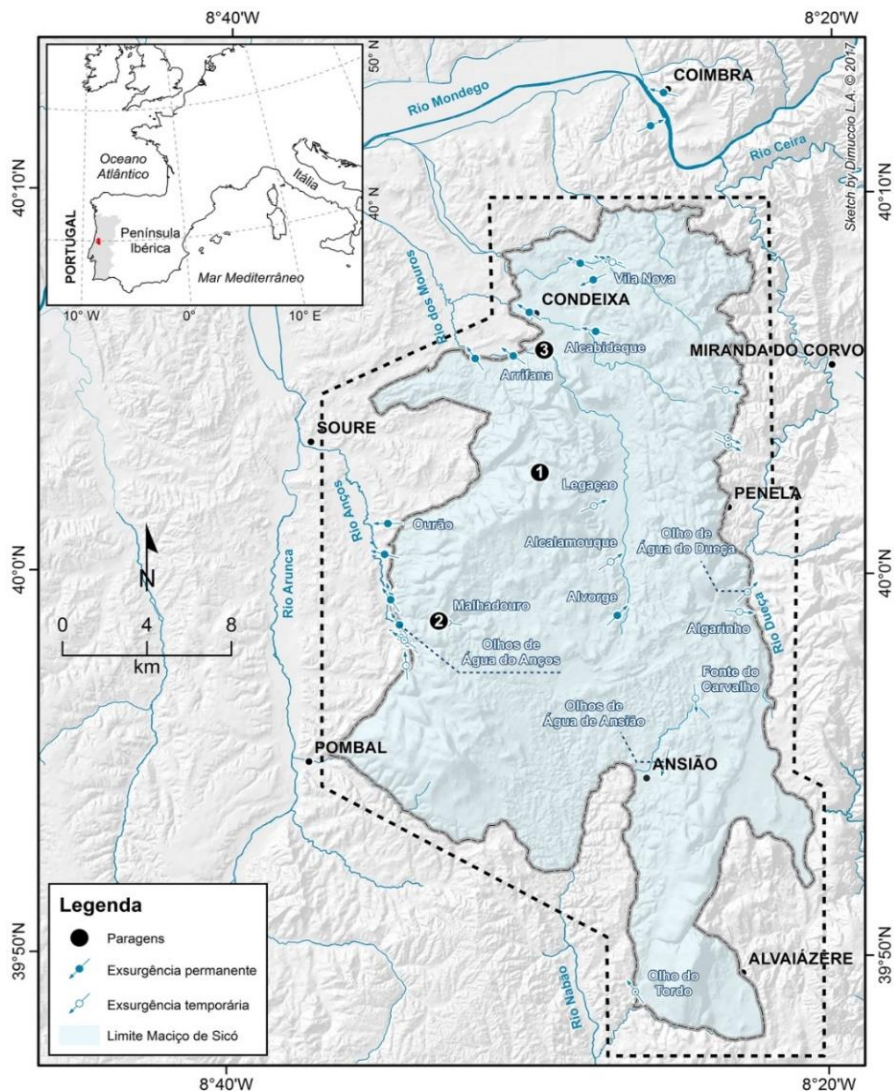


Figura 8 - Localização das principais exsurgências permanentes e temporárias do Maciço de Sicó. Destaca-se as exsurgências dos Olhos de Água do Anços e do Ourão, na bordadura ocidental, que drenam a maioria das águas que circulam no interior do maciço carsificado.

A ausência ou forte redução do escoamento superficial é uma das características principais dos maciços calcários carsificados. A maior parte da água das chuvas entra, de forma mais ou menos difusa, na rede de galerias através de lapiás, algares e, de um modo geral, das fendas superficiais do calcário, para se organizar progressivamente numa rede subterrânea e sair na bordadura dos maciços através de exsurgências mais ou menos localizadas. No caso do Maciço de Sicó, o dispositivo estrutural joga de modo a fazer sair pela bordadura ocidental e, nomeadamente, pelo conjunto de exsurgências do Vale do Anços, cerca de 60% da água de circulação cársica de todo o maciço. No vale do Rio Anços escalonam-se quase uma dezena de exsurgências de importância desigual, com destaque para os Olhos de Água do Anços, a sul, e para a exsurgência do Ourão, a norte (Figura 8).

Os Olhos de Água do Anços, uma exsurgência já explorada por mergulhadores subterrâneos até pelo menos à altitude de 10 m (cerca de 63 m abaixo da entrada atual) apresentam um caudal médio anual de cerca 50 Mm³ e caudais instantâneos que variam entre os 400 l/s em fase de estiagem e os 5000 l/s nos picos mais pluviosos de inverno (CUNHA, 1988). Estudos de pormenor mais recentes (PAIVA, 2015) definem os seguintes valores para esta exsurgência cársica: caudal anual médio de 1,3 m³/s e significativas oscilações entre o caudal drenado na estiagem (0,2 m³/s) e o caudal drenado em situação de cheia invernal (5 m³/s ou mais). Tendo em consideração a Figura 9, as variações de temperatura não refletem proporcionalmente as oscilações da temperatura exterior. Como tendência de longo prazo, a temperatura da água segue, grosso modo, as variações sazonais da temperatura do ar, embora de forma muito mais atenuada e com um atraso de cerca de um mês. Após o período de pico de escoamento, a temperatura volta lentamente ao valor pré-evento, podendo esse processo demorar várias semanas ou até mais de um mês. A curto prazo os desvios da temperatura estão relacionados apenas com eventos de recarga. A magnitude desses desvios depende da importância do episódio de recarga (entre 0,7 e 0,2°C), sendo a variação da temperatura em regra no sentido inverso à variação do caudal.

Em termos gerais, verifica-se uma importante componente de escoamento diferido no caudal dos Olhos de Água do Anços. Este escoamento deriva da retenção temporária de água em diferentes

setores no interior do hidrossistema, sendo, por isso, considerado como uma mistura de água de diferentes proveniências. Embora sem análises químicas que o provem em definitivo, este escoamento parece provir de (i) estruturas de menor condutividade hidráulica (matriz, fissuras e pequenas fraturas) que retiveram temporariamente água durante o período de recarga abundante (inversão do gradiente hidráulico); (ii) provável retenção temporária no solo/epicarso, relativamente desenvolvido no setor centro-leste do hidrossistema; e (iii) zona epissaturada, que, devido ao abaixamento progressivo do nível piezométrico após um pico de caudal, vai cedendo gradualmente a água armazenada temporariamente em cavidades que existirão nesta área, decorrentes da sua elevada carsificação.

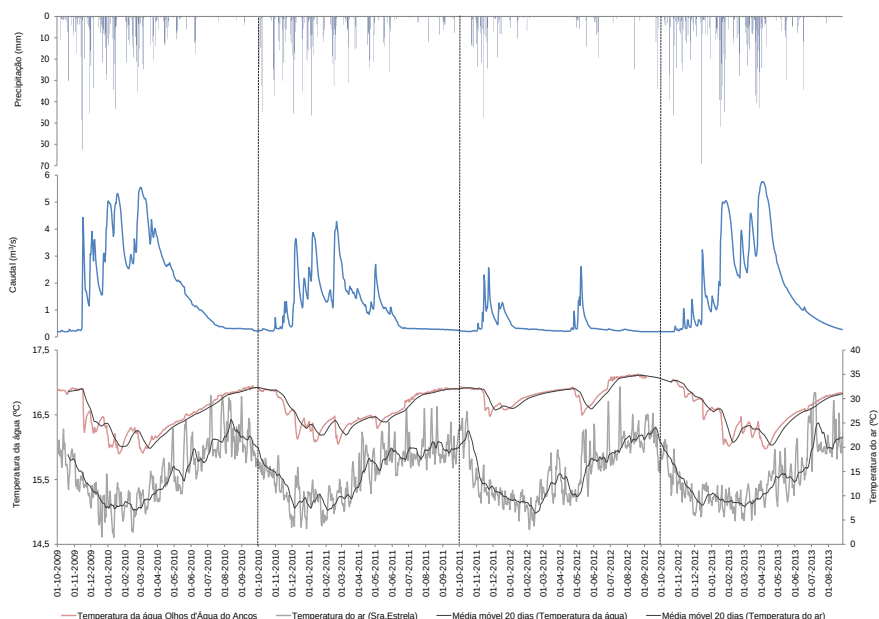


Figura 9 - Variações de caudal e da temperatura da água em função da precipitação na exsurgência dos Olhos de Água do Anços (2009-2013) (PAIVA, 2015).

PARAGEM 3 // PARADA 3

Tufos calcários de Condeixa

Tobas calcáreas de Condeixa

Lúcio Cunha & Luca A. Dimuccio

Resumo: Os tufos de Condeixa, que se estendem por mais de 10 km² em superfícies aplanadas nas áreas de Condeixa e Cernache, constituem o maior afloramento de tufos calcários e travertinos em Portugal. O sítio arqueológico de Conimbriga, onde será possível visitar as ruínas da homónima cidade romana (Paragem 7), inscreve-se no retalho mais meridional deste afloramento, mostrando a importância do planalto de tufo recortado pela incisão dos vales adjacentes (Rio dos Mouros e Ribeira de Condeixa a Velha) na instalação da urbe romana. A paisagem da área dos tufos calcários de Condeixa é marcada por superfícies rigorosamente planas, formando três conjuntos planálticos (Condeixa, Eira Pedrinha e Cernache). Em termos de geomorfologia cársica, podemos encontrar nos canhões do Rio dos Mouros e da Ribeira de Condeixa a Velha algumas grutas e abrigos rochosos, pequenas dolinas e alguns lapíás. Apesar da sua reduzida extensão, os tufos evidenciam também uma circulação hidrológica particular, feita maioritariamente para oeste, e que tem expressão principal nas exsurgências da Lapinha (Condeixa) e da Arrifana (Cernache).

Resumen: Las tobas de Condeixa, que se extienden por más de 10 km² de superficies aplanadas de las áreas de Condeixa y Cernache, constituyen el mayor afloramiento de tobas calcáreas y travertinos de Portugal. El sitio arqueológico de Conímbriga, en el que será posible visitar las ruinas de la ciudad romana homónima (Parada 7), se asientan en el retazo más meridional de este afloramiento, mostrando la importancia de la plataforma de toba recortada por la incisión de los valles adyacentes (Río de los Moros y Ribera de Condeixa a Velha) en la ubicación de la urbe romana. El paisaje del área de las tobas calcáreas de Condeixa está marcado por

superfícies rigurosamente planas, formando tres conjuntos planos y elevados (Condeixa, Eira Pedrinha y Cernache). En términos de geomorfología kárstica, podemos encontrar en los cañones del Río de los Moros y de la Ribera de Condeixa a Velha algunas grutas y abrigos rocosos, pequeñas dolinas y algún lapiaz. A pesar de su reducida extensión, las tobas evidencian también una circulación hidrológica particular, mayoritariamente hacia el oeste, cuya expresión principal se encuentra en las surgencias de Lapinha (Condeixa) y de Arrifana (Cernache).

Localização: Lat. 40°05'55"N; Long. 008°29'37" W.

Descrição

Os tufos de Condeixa, que se estendem por mais de 10 km² em superfícies aplanadas nas áreas de Condeixa e Cernache, constituem o maior afloramento de tufos calcários e travertinos em Portugal, o qual corresponde a uma articulação sedimentológica de fácies conglomeráticas (Cg: Cgq, Cgc e Cgg), pelíticas (P: Pa e Pc), de acumulação carbonatada (Ta: Taf, Tag e Tt) e em cortina (Tc) (ver SOARES *et al.*, 1997). O sítio arqueológico de Conimbriga, onde será possível visitar as ruínas da homónima cidade romana (Paragem 7), inscreve-se no retalho mais meridional deste afloramento, mostrando a importância do planalto de tufo recortado pela incisão dos vales adjacentes (Rio dos Mouros e Ribeira de Condeixa a Velha) na instalação da urbe romana (Figuras 10-11).

Os dados paleontológicos e, particularmente, a fauna de vertebrados (*Elephas antiquus* e *Hippopotamus incognitus*) encontrada por CHOFFAT (1895), foi revista por CARDOSO (1993) que lhe atribui uma idade Siciliana (Mindel-Riss). Esta idade parece concordante com as datações apresentadas por GAIDA & RADTKE (1983) para os tufos calcários de Santiago do Cacém: 329±70 ka com o método U/Th e 383±80 ka com o método de *Electro Spin Resonance* (ESR).

O carácter polifásico da deposição dos tufos e a sua drenagem interna dificultam o estabelecimento de cronologias seguras. No entanto, segundo SOARES (2000), as datações U/Th variam entre idades superiores aos 450 ka (Fácies Pa) e idades inferiores a 104

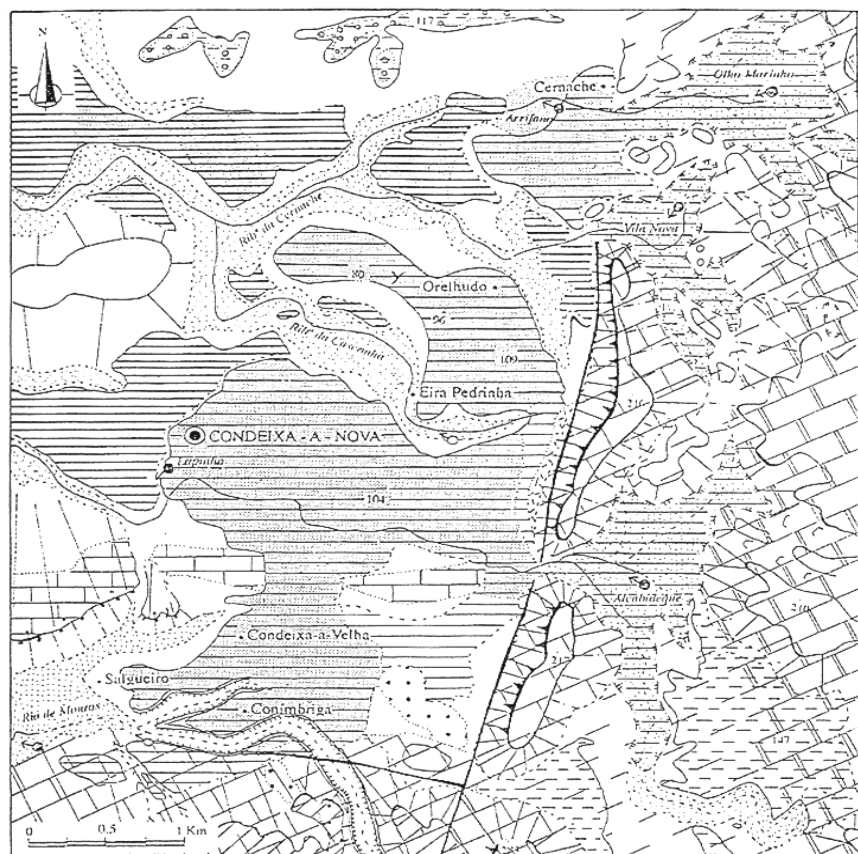
ka no caso das fácies travertínicas das pedreiras de Condeixa a Velha. Estes elementos parecem ir no sentido de aceitar a concertação de dois grandes grupos de tufos com as duas fases de organização fluvial da paisagem do Baixo Mondego no Quaternário, com a deposição de terraços fluviais.

A paisagem da área dos tufos calcários de Condeixa é marcada por superfícies rigorosamente planas, formando três conjuntos planálticos (Condeixa, Eira Pedrinha e Cernache), que correspondem basicamente a um enchimento por edifícios tufosos que se escalonam em dois níveis principais (100 e 70 m), ainda que seja difícil estabelecer as relações genéticas e cronológicas entre eles. Em função das características petrográficas dos tufos e, particularmente, da sua elevada permeabilidade, as formas cársicas desenvolvem-se de modo muito rápido. Na área podemos encontrar os canhões do Rio dos Mouros e da Ribeira de Condeixa a Velha (Figuras 2, 10), algumas grutas e abrigos rochosos que aproveitam a diferença de permeabilidade entre os tufos e a rocha que os suporta (mesmo quando se trata de calcários carsificáveis), pequenas dolinas e alguns lapiás. Apesar da sua reduzida extensão os tufos evidenciam ainda uma circulação hidrológica particular, feita maioritariamente para oeste, e que tem expressão principal nas exurgências da Lapinha (Condeixa) e da Arrifana (Cernache) (Figuras 8, 10).

Transição Maciço Marginal - Depressão do Cértima

A parte norte do percurso seguirá por terrenos da zona de transição do Maciço Hespérico para a Orla Meso-Cenozoica Ocidental Portuguesa. Mais concretamente, em termos geomorfológicos, no Maciço Marginal de Coimbra e na Depressão do Cértima (Figura 12). A tectónica responsável pelo soerguimento do Maciço Marginal a partir de meados do Tortoniano (ca. 9,5 Ma) foi caracterizada por CUNHA (1992), SEQUEIRA *et al.* (1997) e DE VICENTE *et al.* (2011).

A geologia de toda esta região está fortemente condicionada pelo jogo da Zona de Cisalhamento Porto-Tomar (ZCPT), um dos principais acidentes estruturais no contexto da Península Ibérica (RIBEIRO *et al.*, 1990, 2007; DIAS & RIBEIRO, 1993; SIMANCAS *et al.*, 2005). Para alguns autores esta estrutura geológica acomodaria



Légende:

Morfometria

• Point côtié

Litologie et tectonique

• Calcaires et dolomies (Lias inf.)

• Marnes et calcaires maroques (Lias moy. et sup.)

• Calcaires (Dogger)

• Grès - Cretacé

• Calcaires - Cretacé

• Faille

Structure et formes structurales

• versant avec escarpement

• Escarpement de faille

• Corniche monoclinale

Hydrographie, formes et formations fluviales

• Cours d'eau pérenne; temporaire

• Source pérenne; temporaire

• Alluvions de fond de vallée

• Vallées en V

• Vallées à fond plat

• Rebord de canyon

Formes et formations sur les versants et les interfurtes

• Surface d'aplanissement (> 200 m)

• Surface d'aplanissement - 120-140 m

• Surface d'aplanissement - 100 m

• Surface d'aplanissement - 70 m

• Replat

• Surf. aplanissement isolée

• Dépression karstique

• Convexité d'ant de versant

• Concavité de base de versant

• Versant rectiligne

• Versant convexe

• Versant concave

• Cong. Cruz de Moura

• Cong. Abafada

• Tufs calcáreos

• Dépos. periglaciaires

Figura 10 - Esboço geomorfológico de Condeixa (SOARES *et al.*, 1997).

boa parte de um desligamento da ordem dos milhares de quilómetros resultantes da colisão oblíqua entre os continentes Gondwana e Laurussia durante a orogenia Varisca (SHELLEY & BOSSIÈRE, 2000). Outros consideram que ela corta os limites das principais unidades geotectónicas do soco Varisco (BALLÈVRE *et al.*, 2014; MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 2014). Independentemente do seu significado, este corredor estrutural marca o contacto entre as unidades precâmblicas do Grupo das Beiras (antigamente designado por Complexo Xisto Grauváquico), pertencentes à Zona Centro Ibérica (ZCI), e o domínio geotectónico a ocidente, integrada na Zona de Ossa Morena (ZOM; e.g. CHAMINÉ *et al.*, 2003; PEREIRA *et al.*, 2010) ou no Terreno Finisterra (RIBEIRO *et al.*, 2007).



A



B



C

Figura 11 - A: Plataforma em ferro de engomar estruturada na dependência dos tufos calcários de Condeixa, sobre a qual se instalou a cidade romana de Conimbriga. B-C: Aspectos particulares de afloramento dos tufos calcários e travertinos.

Durante as fases terminais da Orogenia Varisca e mesmo no período subsequente, a ZCPT continuou a ter um papel fundamental para a evolução da margem ocidental da Ibéria. A bacia continental carbonífera do Buçaco, tardi-Varisca ou pós-Varisca, está intimamente associada ao jogo desta estrutura (FLORES *et al.*, 2010; DINIS *et al.*, 2012a) e a posterior fragmentação da Pangeia e a abertura da Bacia Lusitânica também se faz na sua dependência (SOARES *et al.*, 2012). Finalmente, ela é considerada uma estrutura com potencial actividade neotectónica (FERREIRA, 1991; CABRAL, 1995; DINIS *et al.*, 2007).

A Depressão do Cértima pode ser definida, genericamente, como uma área subsidente durante o Pliocénico-Holocénico, de orientação geral N-S a NW-SE, entre o Maciço Marginal de Coimbra, suportado por unidades do substrato Precâmbrico a Paleozoico, e áreas soerguidas a ocidente, da Orla Meso-Cenozoica Ocidental (FERREIRA, 1978; DINIS, 2006). O Mesozoico integra aqui unidades siliciclásticas, dolomíticas, calco-margosas e calcárias do Triássico e Jurássico que, regra geral, estão separadas por intermédio de discordância angular suave, de uma sucessão cretácica maioritariamente areno-argilosa, sendo a componente argilosa particularmente importante no topo (COURBOULEIX, 1972; BARBOSA *et al.*, 1988).

Regra geral, a Depressão do Cértima apresenta um enchimento do Pliocénico Superior ao Plistocénico Inferior (anterior à fase de encaixe da rede hidrográfica) relativamente espesso (até cerca de 70 m) em que predominam unidades argilo-conglomeráticas, por vezes turfosas, associadas a ambientes aluviais e lacustres (unidade 2B; DINIS, 2006). Esta cobertura contrasta com os sectores a ocidente e oriente, onde ela é tendencialmente tabular e pouco espessa (geralmente inferior a 10 m) e há um claro domínio de unidades areno-cascalhentas flúvio-deltaicas (unidade 2A) que se sucedem a sedimentos marinhos litorais ou de plataforma interna (unidade 1) (DINIS, 2006).

Não obstante esta organização morfo-estrutural geral, a Depressão do Cértima é heterogénea, identificando-se estreitas áreas soerguidas entre outras onde a subsidência é particularmente intensa, reflectindo importante actividade neotectónica. Alguns dos principais alinhamento estruturais são sub-paralelos a falhas ligadas à ZCPT, parecendo jogar na dependência desta estrutura maior.

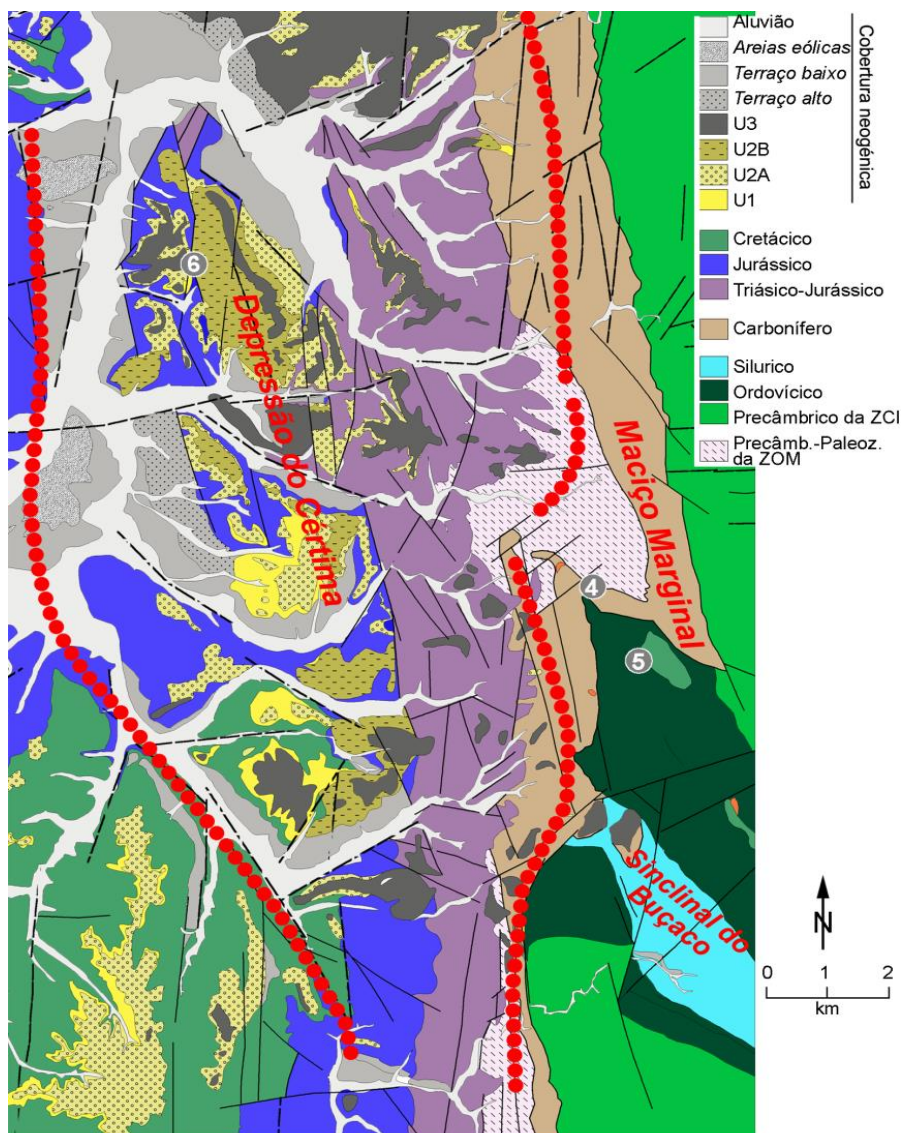


Figura 12 - Localização das paragens 4, 5 e 6 na carta geológica da área de transição entre o Maciço Marginal de Coimbra, com unidades do soco Precâmbrico e Paleozoico, e a Depressão do Cértima, na Orla Meso-Cenozoica Ocidental (extraído de DINIS, 2004; reorganização das unidades plio-pleistocénicas segundo DINIS, 2006).

Outras estruturas, com orientação N70° a E-W, contribuem para a compartimentação da região em sectores com subsidência espacialmente contrastada. Em algumas destes sectores mais subsidentes formaram-se sequências argilosas cuja exploração como recurso geológico foi sendo dificultada pela reduzida continuidade lateral das áreas de deposição.

PARAGEM 4 // PARADA 4

Luso e Mata do Buçaco

Luso y Bosque de Buçaco

António Campar de Almeida & Jorge Paiva

Resumo: Esta mata é o resultado da conjugação das condições naturais, onde pondera a elevada pluviosidade, com o trabalho desenvolvido pelos frades Carmelitas Descalços (de 1628 a 1834) e pelos serviços florestais estatais até ao presente. Apresenta uma riqueza arbórea e arbustiva de mais de 250 espécies autóctones e exóticas que foram sendo acrescentadas ao longo dos anos. Salienta-se o *Cupressus lusitanica*, talvez a exótica mais antiga da mata e o seu *ex-libris*. Para além do muro que rodeia toda a mata, os frades construíram outras obras simples, como o mosteiro e pequenas capelas a comporem a Via Sacra até à Cruz Alta, além de lagos e enfeites nas fontes. No final do século XIX e início do XX foi construído o Palace Hotel em estilo neomanuelino, e os seus jardins. São famosas algumas das suas árvores pelo tamanho (eucaliptos e sequóias), pela idade (ciprestes do Buçaco), assim como pelo exotismo (fetos arbóreos).

Resumen: Este bosque es el resultado de la conjugación de las condiciones naturales, en las que predomina la elevada pluviosidad, con el trabajo desarrollado por los frailes Carmelitas Descalzos (de 1628 a 1834) y por los servicios forestales estatales hasta la actualidad. Presenta una riqueza arbórea y arbustiva de más de 250 especies autóctonas y exóticas que fueron siendo aumentadas a lo largo de los años. Sobresale el *Cupressus lusitanica*, tal vez la exótica más antigua del bosque y su *ex-libris*. Más allá del muro que rodea el bosque, los frailes construyeron algunas obras sencillas, como el monasterio y pequeñas capillas que componen la Vía Sacra hasta la Cruz Alta, además de lagos y fuentes ornamentadas. Al final del siglo XIX y el inicio del XX fue construido el Hotel Palace en estilo neomanuelino, y sus jardines. Son famosos algunos de sus

árboles por el tamaño (eucaliptos y secuoyas), por la edad (cipreses de Buçaco), así como por su exotismo (helechos arbóreos).

Localização: Lat. 40°22'37"N; Long. 008°21'59"W.

Descrição

A Serra do Buçaco, com uma altitude relativamente modesta (máximo de 560 m), está suportada pelos Quartzitos Armoricanos (Ordovícico), fazendo parte da sequência de relevos do Maciço Marginal de Coimbra, na expressão de RIBEIRO (1949). Ela eleva-se, de modo abrupto, a partir da parte terminal da plataforma litoral que na sua base atinge os valores de 200-250 m de altitude.

Esta serra apresenta-se em posição favorável em relação aos ventos húmidos que sopram do lado do mar. Pela sua vertente norte e oeste sobem as massas de ar marítimo que ora descarregam água sob a forma de chuva, de origem sinótica ou orográfica, cujo registo respeitante ao período de 1926 a 1942 apresentou valores de precipitação média anual superior a 1500 mm (MENDES & BETTENCOURT, 1980), mas também sob a forma de nevoeiros que, intersetados pela ramagem das árvores, acrescentam mais água aos solos. Isto faz com que se verifique aqui uma abundância em água bastante substancial e criadora de condições à existência de uma vegetação natural muito semelhante à do noroeste do continente português onde domina a floresta do carvalho alvarinho (*Quercus robur*).

Ora, foi precisamente por causa dessa abundância de água, da existência de uma floresta natural decerto exuberante e do isolamento do sítio em relação aos povoados, que os frades Carmelitas Descalços o escolheram para seu “ermo” ou “deserto”, onde se pudessem entregar à meditação religiosa e à contemplação da Natureza. Em 1628 o bispo de Coimbra, dono do espaço que, por sua vez, havia recebido do Mosteiro Beneditino da Vacariça, por este lhe ter passado para a posse em 1094, cede estes terrenos aos frades (SANTOS, 1997).

Começando de imediato na construção do convento na parte central da mata, só em 1639 seriam completadas com a sacração da igreja. Como não podia deixar de ser o convento era muito

modesto e construído apenas com materiais locais. Dedicaram-se também à construção de caminhos, fontes, ermidas, pequenas capelas e uma Via Sacra que terminava na Cruz Alta, também por si construída. Cada um dos passos da Via Sacra tinha uma pequena capela com as respetivas cenas representadas por esculturas feitas em barro cozido (parte delas estão danificadas). Para garantirem o seu retiro e isolamento construíram um muro em torno da mata. Este muro alcançou a sua extensão máxima, 5300 m, já depois da extinção das ordens religiosas, quando em 1887, foram acrescentados 15 ha de terrenos particulares aos 90 ha originais, como foi o caso de uma mata do Marquês da Graciosa, junto ao Luso (SANTOS, 1997). As portas nesse muro eram apenas duas (já que a Porta da Rainha havia sido fechada), a de Sula e, a mais importante, a Porta de Coimbra, que abria para o caminho que se dirigia para aquela cidade. Nesta estão afixadas, e ainda podem ser vistas, as posturas papais que ameaçavam com excomunhão toda a pessoa que cortasse ou danificasse árvore da mata, num caso, ou toda a mulher que entrasse no retiro, no outro caso.

A paz e o isolamento dos frades na mata do Buçaco viriam a ser profundamente perturbados com a terceira invasão dos exércitos napoleónicos em 1810. No sentido de fazer frente à progressão do exército francês vindo da Beira Alta, o exército luso-inglês, comandado por Sir Arthur Wellesley, posterior Duque de Wellington, tomou posição na serra do Buçaco tendo, na sequência, ocupado a totalidade das habitações dos frades, principalmente pelos ofícios e outras patentes dos combatentes. Apesar de derrotada nesta batalha, a maioria do exército francês conseguiu passar pelo caminho de Boialvo e atingir a estrada real. Isso obrigou o exército luso-inglês a retirar-se para sul em direção às linhas de Torres. Significou isso que, entretanto, parte do exército francês também passou pela mata e convento do Buçaco, embora não tenham feito grande estrago talvez por terem em conta a ajuda que os frades haviam dado aos feridos de qualquer dos lados (SANTOS, 1997).

Os frades tinham como obrigação zelar pelo bom estado da mata, procedendo para isso à plantação de árvores e arbustos sempre que isso o exigisse. Recorriam a maior parte das vezes a árvores ou arbustos autóctones mas, quando era possível, também a árvores exóticas. Ainda não há a certeza se foram eles a introduzir o denominado cipreste-do-Buçaco (*Cupressus lusitanica*

Miller), mas a idade do mais antigo existente, datado de 1644, para isso parece apontar. O nome específico *lusitanica* (português) advém do facto de o botânico inglês Philip Miller ter feito a sua classificação formal em 1768, a partir de amostras levadas do Buçaco e, por não conhecer o país de origem, supondo que teria vindo de Goa (FUNDAÇÃO MATA DO BUSSACO, 2017, *online*).



A



B

Figura 13 - Aspetos da Mata do Buçaco. A: Vale dos Fetos. B: Palace Hotel.

Porém o grande enriquecimento dendrológico da mata verificar-se-ia já sob a gestão dos serviços florestais estatais sendo a primeira entidade a Administração Geral das Matas do Reino, a partir de 1855. Para além da recuperação de muitas das infraestruturas entretanto degradadas, o respetivo administrador e os seguintes tiveram o cuidado de acrescentar muitas árvores e arbustos autóctones mas também exóticos, valendo-se dos hortos do Jardim Botânico de Coimbra, assim como de outras fontes.

Tendo por base a informação da FUNDAÇÃO DA MATA DO BUSSACO (2017, *online*) são contabilizadas mais de 250 espécies de árvores e arbustos dentro do perímetro da mata. Esta pode ser dividida em quatro unidades:

1) Arboreto, que ocupa cerca de 80% da área, contém, para além de algumas espécies autóctones como carvalhos, azereiros e loureiros, espécies exóticas como o cipreste-do-Buçaco, cedros, sequóias, araucárias, eucaliptos, pseudotsuga, nogueiras e outras.

2) Jardim e Vale dos Fetos (Figura 13). O jardim envolve o Palace Hotel e contém várias árvores especialmente exóticas como epíceas, pinheiros, teixo, etc. O Vale dos Fetos é conhecido principalmente pelos fetos arbóreos que ladeiam o pequeno curso de água que corre no seu fundo e desagua no Lago Grande que recebe água também da Fonte Fria.

3) Floresta Relíquia, ocupa uma pequena área na parte SW da mata. Contém três habitats: o carvalhal, com carvalho-alvarinho (*Quercus robur* L.) e carvalho-negral (*Q. pyrenaica* Willd.); o loureiral ou lourçal, com loureiro (*Laurus nobilis* L.), mas também medronheiro (*Arbutus unedo* L.), folhado (*Viburnum tinus* L.) e azevinho (*Ilex aquifolium* L.); os adernais, dominados pelo aderno (*Phillyrea latifolia* L.) observável na próxima paragem, na Cruz Alta.

4) Pinhal do Marquês. Na ponta NW da mata, corresponde a um pinhal que tem sofrido várias vicissitudes que o têm degradado - ataque do nemátodo do pinheiro e queda de muitos pinheiros na tempestade Gong, em 2013.

No percurso pelo interior da mata, iniciada na Porta das Ameias, ter-se-á oportunidade de ver no início o Pinhal do Marquês e a sua tentativa de recuperação, o arboreto, com algumas árvores notáveis, em especial *Cedrus* sp., assim como os lagos, a Fonte

Fria na vertente oposta à estrada e o vale dos Fetos arbóreos, antes de chegar junto ao Palace Hotel com os seus jardins geométricos. Este hotel romântico, de estilo neomanuelino, teve desenho do arquiteto Luigi Manini e foi construído entre 1888 e 1907 (SANTOS, 1997).

A visita à mata terminará com a saída pela Porta da Rainha.

PARAGEM 5 // PARADA 5

Cruz Alta

Cruz Alta

Pedro Proença e Cunha, António Campar de Almeida & Pedro M. Dinis

Resumo: A 547 m de altitude, na ponta NW da serra, os frades erigiram uma cruz sobre os quartzitos ordovícios, de onde se pode disfrutar uma vista sobre a plataforma litoral a ocidente, desde o Baixo Mondego até à Ria de Aveiro e até ao mar. Imediatamente antes da entrada da porta da mata podem ver-se os arenitos silicificados cretácicos do Grupo do Buçaco que assentam, em discordância, sobre os quartzitos ordovícios. Decerto devido ao forte declive e à rocosidade, logo abaixo da cruz manteve-se um adernal, onde pontifica a *Phillyrea latifolia*, acompanhado por outras espécies mediterrâneas, como o medronheiro, o sobreiro e a azinheira, mas também pela atlântica *Quercus robur* (carvalho) embora com tamanhos modestos.

Resumen: A 547 m de altitud, en la punta NO de la sierra, los frailes erigieron una cruz sobre las cuarcitas ordovícicas, desde donde se puede disfrutar de una vista sobre la plataforma litoral al occidente, desde el Bajo Mondego hasta la Ría de Aveiro y hasta el mar. Inmediatamente antes de la entrada de la puerta del bosque pueden verse las areniscas silicificadas cretácicas del Grupo del Buçaco que se asientan, en discordancia, sobre las cuarcitas ordovícicas. Descendiendo por el fuerte declive y la rocosidad, por debajo de la cruz se mantiene un reducto boscoso, donde prospera la *Phillyrea latifolia* (labiérnago) junto a otras especies mediterráneas, como el madroño, el alcornoque y la encina, pero también atlánticas, como el *Quercus robur* (roble), aunque de tamaños modestos.

Localização: Lat. 40°22'16"N; Long. 008°21'57"W.

Descrição

À Cruz Alta chega-se pela Porta da Cruz Alta. Esta cruz, construída pelos frades, correspondia ao *terminus* da Via Sacra. O pequeno torreão onde foi instalada levanta-se diretamente dos quartzitos ordovícicos e a uma altitude de 547 m.

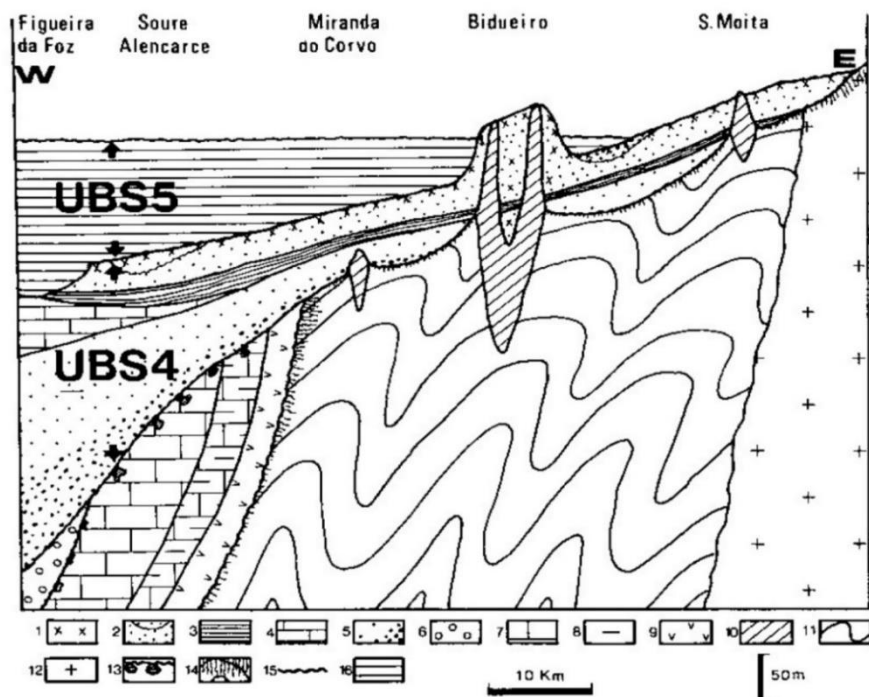


Figura 14 - Corte geológico esquemático W-E da região de Figueira da Foz a Oliveira do Hospital, mostrando as unidades alostratigráficas UBS4 e UBS5 (as unidades ulteriores não foram representadas, para simplificar).

- 1: Silcreto bacinal, no topo da UBS4.
- 2: Conglomerados a arenitos grosseiros.
- 3: Arenitos finos micáceos, laminados.
- 4: Calcários e margas.
- 5: Arcoses e conglomerados.
- 6: Jurássico Superior.
- 7: Jurássico Médio.
- 8: Jurássico Inferior.
- 9: Triássico.
- 10: Ordovício e Silúrico.
- 11: Precâmbrio e Câmbrio.
- 12: Granitóides.
- 13: Carsificação em calcários jurássicos.
- 14: Meteorização caulinitica vermelha no soco.
- 15: Discordância sedimentar.
- 16: UBS5 (Campaniano Superior a Eocénico inferior) (CUNHA, 1992).



Figura 15 - A: Aspetto dos grés silicificados do Grupo do Buçaco próximo do topo de cristas quartzíticas. B: O adernal, com alguns carvalhos alvarinhos, junto da Cruz Alta.

Na envolvente da Cruz Alta observa-se o flanco oriental do Sinclinal do Buçaco, onde predominam os Quartzitos Armoricanos (Ordovícico) e o Grupo do Buçaco (Aptiano superior a Campaniano inferior).

Os Quartzitos Armoricanos estão dobrados em sinclinal (Sinclinal do Buçaco), que constitui um elemento fundamental da geologia e geomorfologia da região. O Sinclinal do Buçaco é uma estrutura de

eixo NW-SE, assimétrica, com o flanco sudoeste mais inclinado e estirado que o flanco nordeste. O problema das fases variscas responsáveis pelo desenvolvimento do Sinclinal do Buçaco, e de outras estruturas dobradas afins da Zona Centro Ibérica, não é consensual (ver DIAS *et al.*, 2014). É contudo certo que na região do Luso ele é cortado por falhas de desligamento direito relacionadas com a Zona de Cisalhamento Porto-Tomar. A presença dos quartzitos ordovícicos dobrados em sinclinal teve um papel fundamental para a evolução pós-varisca do relevo regional (e.g. FERREIRA, 1978; DAVEAU *et al.*, 1985-86; CUNHA & MARTINS, 2004). Eles imprimem ao relevo um modelado característico sublinhado pela presença de relevos de resistência que definem cristas com grande continuidade lateral.

O Grupo do Buçaco é uma unidade alostratigráfica (UBS4; CUNHA, 1992) que abarca do Aptiano superior ao Campaniano inferior. Este Grupo foi definido formalmente em três formações (REIS & CUNHA, 1989): Arcoses de Lomba do Alveite, Arenitos de Choisá e Conglomerados de Picadouro. Nesta região a idade Cretácica deste Grupo está baseada, biostratigraficamente, em palinóforos de níveis das Arcoses de Lomba do Alveite (TRINCÃO *et al.*, 1989) e dos Arenitos de Choisá (DAVEAU *et al.*, 1985-86), bem como por macrovegetais do topo dos Conglomerados de Picadouro ("Flora da Debeya"). Nesta região NE da Bacia Lusitânica, a UBS5 está representada litostratigraficamente por litossomas aluviais e fluviais, mas para oeste de Coimbra passam, gradualmente, a sedimentos deltaicos e de plataforma carbonatada (CUNHA & REIS, 1995; DINIS *et al.*, 2008). A base deste Grupo testemunha uma paisagem caracterizada por relevos quartzíticos que se destacam entre vales escavados nas unidades metassedimentares mais brandas e menos resistentes à meteorização (CUNHA, 1992; Figura 14). Um aspecto relevante dos níveis superiores do Grupo do Buçaco é a presença de forte silicificação (Figura 15A). CUNHA (1992) considerou que este cimento silicioso resulta da prolongada meteorização das unidades aluviais sob clima quente e com forte contraste sazonal num contexto de eudiagénesse tendencialmente básico.

Decerto devido à pedregosidade e declive acentuado desta parte SE da mata, os frades não se preocuparam em modificar a sua vegetação natural que se apresenta como um adernal dominado

pelo aderno (*Phillyrea latifolia* L.) que aqui adquire porte arbóreo (Figura 15B) e é acompanhado por outras espécies mediterrâneas, entre as quais o medronheiro, o sobreiro e a azinheira, mas também o carvalho alvarinho que aqui atinge um porte muito modesto, semelhante ao aderno. Este domínio de espécies mediterrâneas numa área onde chove em média 1500 mm, deve-se, decerto, a uma xerofilia edáfica motivada pela pedregosidade e rocosidade, e pela inclinação da área e, assim, à pouca espessura do solo.

PARAGEM 6 // PARADA 6

Anadia

Anadia

Pedro M. Dinis & António Campar de Almeida

Resumo: Anadia é frequentemente considerada a capital da Bairrada, uma área com características naturais favoráveis à produção de vinho. Todavia, a região da Bairrada definida legalmente para a produção de vinho DOC-VQPRD (com Denominação de Origem Controlada) apresenta um substrato geológico diversificado, sendo a ocupação por vinha particularmente evidente nas unidades calco-margosas do Jurássico e quando estes conjuntos líticos se encontram temperados pela presença de uma cobertura arenosa pouco espessa. A região de Anadia merece também aqui atenção por apresentar inúmeras evidências de deformação neotectónica. Apesar da deformação observada nas unidades sedimentares do Pliocénico Superior a Plistocénico Inferior ser particularmente comum na envolvente dos principais acidentes estruturais regionais, demonstra-se que parte está relacionada com processos de dissolução e colapso que afetam as unidades calco-margosas do substrato.

Resumen: Anadia es frecuentemente considerada la capital de la Bairrada, un área con características naturales favorables a la producción de vino. De hecho, la región de la Bairrada definida legalmente para la producción de vino DOC-VQPRD (con Denominación de Origen Controlada) presenta un substrato geológico diversificado, siendo la ocupación por viña especialmente evidente en las unidades calco-margosas del Jurásico cuando estos conjuntos líticos se encuentran complementados por la presencia de una cobertura arenosa poco espesa. La región de Anadia merece también aquí atención por presentar numerosas evidencias de deformación neotectónica. A pesar de que la deformación

observada en las unidades sedimentarias del Plioceno Superior al Pleistoceno Inferior sea especialmente frecuente en los alrededores de los principales accidentes estructurales regionales, se demuestra que parte de ella se encuentra relacionada con procesos de disolución y colapso que afecta a las unidades calco-margosas del substrato.

Localização: Lat. 40°25'36"N; Long. 008°26'41"W.

Descrição

O concelho de Anadia, como aliás toda a sub-região da Bairrada, da qual é considerada a capital, tem um clima mediterrâneo, relativamente moderado, em especial em termos pluviométricos, já que recebe, em média, um pouco mais de 1000 mm de precipitação. Termicamente é mais típico pois para além de uma temperatura média anual de 15°C, apresenta máximas médias de 27°C em Julho e Agosto e mínimas médias de 4,5°C. Durante 90 dias tem $T > 25^{\circ}\text{C}$, e apenas 16 com $T < 0^{\circ}\text{C}$ (ALMEIDA, 1988). Três meses, Junho, Julho e Agosto, são considerados biologicamente secos (MENDES & BETTENCOURT, 1980).

Estas condições climáticas permitiam a existência, antes da forte ocupação humana, de uma vegetação natural que faz a transição entre o noroeste euro-siberiano e o resto do país mediterrâneo. A Bairrada acha-se incluída no setor Divisório Português, nome sugestivo de uma área fitogeográfica onde se misturam carvalhos caducifólios, marcescentes e perenifólios, respetivamente alvarinhos (*Quercus robur*), cerquinhos (*Q. faginea* ssp. *broteroi*) e sobreiros (*Q. suber*) (COSTA *et al.*, 1998; MOREIRA & NETO, 2005). Os primeiros preferem os melhores solos e a exposição norte ou mais elevada, mais húmida, os segundos os calcários e margas e os terceiros os terrenos quatzosos mais soalheiros. No vale do Cértima, mais quente e onde a vinha domina, os carvalhos alvarinhos têm mais dificuldade em se manter ou recuperar.

Dado o seu posicionamento na zona de fronteira entre o Maciço Antigo e a Orla Meso-Cenozoica Ocidental, a região legalmente definida como de produção de vinho DOC-VQPRD da Bairrada é muito heterogénea do ponto de vista geológico. A vinha acaba por

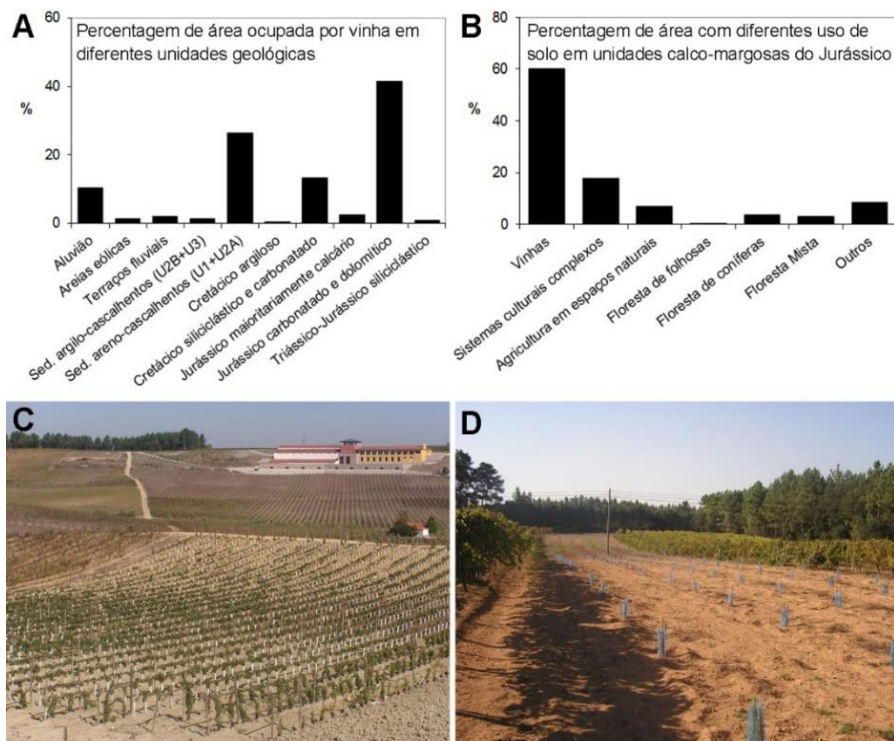


Figura 16 - Sinais da relação entre a presença da vinha na região DOC-VQPRD da Bairrada e a natureza do substrato geológico. A-B: Percentagem de vinha em diferentes unidades líticas e de diferentes tipos de uso do solo nas unidades jurássicas, onde a vinha é mais comum. C: Extensos campos de vinha em unidades calco-margosas do Jurássico. D: Vinhas entre zonas florestais na zona ocidental da região da Bairrada.

estar distribuída de forma irregular nesta região (DINIS *et al.*, 2012b), apresentando grande simpatia com unidades calco-margosas e dolomíticas do Jurássico (Figura 16). É precisamente nestes materiais geológicos que geralmente se encontram as áreas de vinha mais extensas. Elas são também muito comuns quando os barros associados às unidades calco-margosas aparecem temperados pela presença duma cobertura arenosa, que tanto podem ser os sedimentos aluvionares como outros conjuntos siliciclásticos de Cretácico ou Plio-Plistocénico. Nestes casos é

comum encontrar um mosaico de ocupação com pequenos campos de vinha entre manchas florestais, sendo este padrão particularmente evidente em posições mais ocidentais, esperando-se da floresta alguma protecção das fortes brisas marítimas (Figura 16).

Um outro aspecto importante da região de Anadia é a sua localização numa área onde se aproximam, ou mesmo cruzam, várias falhas ativas. De facto, se é certo que se encontram múltiplas evidências de deformação quaternária na generalidade da Depressão do Cértima, estas parecem ser particularmente frequentes na região de Anadia. Reflectindo este enquadramento geológico, com parte da cidade situada num bloco soerguido enquanto outras porções urbanas se estendem por áreas subsidentes confinadas, encontram-se aqui excelentes afloramentos para entender a actividade neotectónica na zona de transição entre relevos de soco varisco e a Orla Meso-Cenozoica Ocidental Portuguesa.

A deformação que afeta a unidade sedimentar do Pliocénico Superior a Plistocénico Inferior manifesta-se por falhas, com pequenos rejeitos (<1 m), que são geralmente mais comuns nas proximidades dos principais acidentes tectónicos identificados na região, diques clásticos, e pequenas dobras associadas a estruturas convolutas ou de *slumping* (DINIS *et al.*, 2007). Parte da deformação identificada é atribuída a processos de colapso na sequência de dissolução de unidades calco-margosas do Jurássico (Figura 17).

Nestes casos, a orientação das fraturas apresenta grande variabilidade e a geometria e cinemática das falhas e dobras não são compatíveis com os alinhamentos tectónicos regionais nem com o campo de tensão regional durante o Quaternário. Outras características distintivas são a ocorrência de deformação mais intensa na cobertura neogénica do que nas rochas do substrato, a presença de um corpo argiloso decimétrico entre as rochas carbonatadas e a unidade do Pliocénico Superior a Plistocénico Inferior, bem como a ocorrência de falhas enraizadas neste corpo argiloso (DINIS *et al.*, 2007).

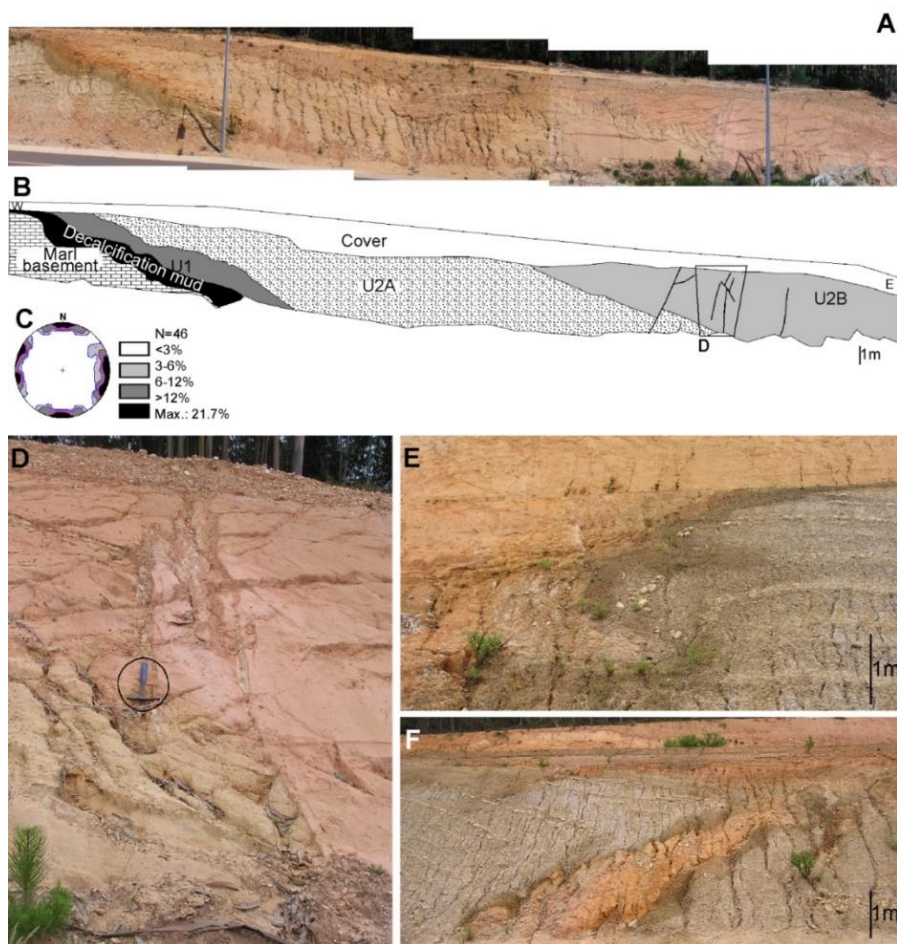


Figura 17 - Afloramento de Vale da Bica, Anadia. Painel fotográfico (A) mostrando as unidades aflorantes e sua interpretação (B). C: Diagrama de densidade com os polos das estruturas identificadas no afloramento. D: Pequenas falhas aparentemente enraizadas num nível argiloso de descalcificação. E-F: Aspectos da cobertura sedimentar plio-pleistocénica “intruindo” unidades margosas do Jurássico Inferior. Note-se a presença do nível argiloso de descalcificação a envolver as massas arenosas.

PARAGEM 7 // PARADA 7

O *oppidum* e o território romano de Conimbriga

El *oppidum* y el territorio romano de Conímbriga

Lúcio Cunha

Resumo: Povoado, pelo menos, desde a Idade do Bronze, o *oppidum* (lugar elevado cujas defesas naturais foram reforçadas por ação do homem) e o território de Conimbriga foram ocupados pelos celtas, que sobre ele construíram um castro e, em 139 a.C., pelos romanos. A partir deste momento, Conimbriga começou a desenvolver-se urbanisticamente até se converter numa capital próspera da antiga Lusitânia. A urbe romana, que progrediu especialmente entre finais do século I e princípios do III, chegou a dispor de fórum, anfiteatro, basílica, termas, lojas e moradias sumptuosas (algumas delas adornadas com mosaicos preciosos). A prosperidade da cidade começou a declinar com as invasões bárbaras, chegando, no ano 468, a ser saqueada e incendiada pelos suevos.

Resumen: Poblado, al menos, desde la Edad del Bronce, el *oppidum* (lugar elevado cuyas defensas naturales han sido reforzadas por la acción del hombre) y el territorio de Conímbriga fue ocupado por los celtas, quienes construyeron sobre él un castro, y en el 139 a.C. por los romanos. A partir de ese momento, Conímbriga comenzó a desarrollarse urbanísticamente hasta convertirse en una próspera capital de la antigua Lusitania. La urbe romana, que progresó especialmente entre finales del siglo I y principios del III, llegó a disponer de foro, anfiteatro, basílica, termas, comercios y suntuosas viviendas (algunas de ellas adornadas con preciosos mosaicos). La prosperidad de la ciudad comenzó a declinar con las invasiones bárbaras, llegando, en el año 468, a ser saqueada e incendiada por los suevos.

Localização: Lat. 40°5'58"N; Long. 008°29'26"W.

As ruínas de Conimbriga

O sítio de Conimbriga (Figura 18A) corresponde atualmente a uma área consagrada como monumento nacional e definida por decreto em 1910. Visou a disposição legal proteger as ruínas e demais vestígios resultantes das ocupações humanas que, na Antiguidade, aí tiveram assento.

Embora houvesse condições para fixar população em época mais recuada, datam da segunda Idade do Bronze os objetos mais antigos identificados. Do povoamento contemporâneo, nada se conhece, mas mergulha certamente nesses tempos a raiz do nome Conimbriga. Kön seria o radical que apelidava o local, descrevendo-o como alto pedregoso. Os invasores celtas que mais tarde se fixaram aqui, juntaram-lhe outro nome: Briga que significa povoado “num alto” ou “fortificado”, que vulgarmente se designa por castro.

A Conimbriga celtizada ocupou praticamente todo o planalto, numa organização do espaço, quase urbana, de que já se conhecem alguns eixos e casas dos séculos mais tardios.

Ao apoderarem-se do *oppidum*, nome que davam a estas povoações fortificadas, os romanos fizeram dele, no século I a.C., uma verdadeira cidade não mais contida nos limites apertados do triângulo planáltico, mas espalhada para norte e leste até à baliza traçada pelo canhão fluvio-cársico que por esse lado corre e que uma muralha iria sublinhar.

As vicissitudes impostas pelos povos germânicos ao império romano tiveram como principal reflexo em Conimbriga, a redução, no século IV, do perímetro da cidade. Repunham-se os antigos limites planálticos, buscando apoio na defesa natural que as suas escarpas ofereciam.

Sobre ela reforçaram-se as muralhas e fechou-se a entrada, a leste, com uma poderosa fortificação. Fora, tudo foi destruído ou desorganizado: as residências, os comércios, o anfiteatro, o próprio cemitério. Dentro, recompôs-se a vida, numa urbe empobrecida mas, ainda assim importante, adaptada aos novos tempos marcados pelo cristianismo e pela insegurança política e social.

Um século após os assaltos que, em 468, a fizeram cativa às mãos de suevos, pilhada, incendiada, Conimbriga era ainda sede de bispado. Porém, a escassez de água devida aos danos que os invasores tinham provocado no aqueduto e a retirada do bispo, alguns anos mais tarde, provocou o abandono que lentamente foi esvaziando a cidade de sentido. Sobrevieram as ruínas e, ao lado surgiu uma aldeia.

O Museu Monográfico de Conimbriga

Atualmente dependente da Cultura, o museu esteve dependente da Educação. Foi inaugurado em 1962 para assegurar a defesa e preservação do sítio arqueológico, desenvolver a sua investigação e divulgá-lo. Nesse sentido, dispõe de um quadro de pessoal e de instalações técnicas e de acolhimento que lhe permitem manter as ruínas e a exposição permanente das coleções abertas ao público durante todo o ano.

Famosa pela sua dimensão e enquadramento paisagístico mas, sobretudo, pelo número e qualidade dos mosaicos que conserva (Figura 18B), Conimbriga atrai um vasto e diversificado público. Em 1995 o museu registou a visita de 80.000 alunos de escolas primárias e secundárias, entre um total de 200.000 visitantes nacionais e estrangeiros.

O território de Conimbriga

O espaço urbano do *oppidum* de Conimbriga é bem conhecido, mas que sabemos da extensão rural que ele administrava? Não há textos que o digam, nem no terreno se encontraram marcos nomeando fronteiras.

Só a observação dos acidentes geográficos, conjugada com os vestígios arqueológicos da região, incluindo os traços de cadastros romanos -que os especialistas sabem reconhecer- permite formular algumas hipóteses.

As imediações do Mondego na sua margem esquerda, serviam de limite setentrional. A leste, a Serra da Lousã aparece como outro limite natural. A oeste, a linha de costa pode imaginar-se como fronteira óbvia, embora recentemente o curso do Anços tenha sido

apontado como delimitação provável; com efeito, há por essa linha até ao Mondego uma partição natural do terreno. A reforçar a hipótese, aduz-se a presença, em Soure, de uma marco miliário seguramente relacionado com a estrada Olisipo-Collipo-Conimbriga e que bem poderia demarcar dois territórios. Todavia, se assim fosse, as terras que daí se estendem até ao mar ficariam terras de ninguém; ainda que pouco ou nada habitadas, devido à sua natureza pantanosa, o mais provável é que integrassem o território conimbricense.

A sul, seriam as serras de Sicó e Alvaiázere a separar as cidades de Collipo (S. João do Freixo) e Sellium (Tomar) numa linha que grosseiramente passaria por entre Monte Real e Monte Redondo, Santiago de Litém e Rego da Murta. Há poucos anos, deu-se atenção devida e sábia a uma pedra inscrita que se achava, à vista de todos, inserta na torre do paço dos Castelo-Melhor, em Santiago da Guarda. Nela se diz que (o lugar) se encontrava sujeito ao pagamento de impostos ao município vizinho. Assim parecia resolvida a questão da fronteira entre Conimbriga e Sellium; porém, estando a prova fora de contexto arqueológico, não constitui prova irrefutável e, em termos geográficos, o lugar não parece o mais adequado a uma fronteira.

Deste modo, sem limites precisos, se nos apresenta hoje o território cuja sede administrativa era Conimbriga. Todavia, dele se apura o bastante para sabermos que basicamente era ocupado pelas terras de Sicó.



A



B

Figura 18 - A: Vista do campo arqueológico de Conimbriga. B: Detalhe de um mosaico romano com cenas de caça.

Das suas culturas, baseadas na trilogia (trigo, vid, oliveira), dos seus rebanhos de cabras e ovelhas; da extração dos calcários e argilas abundantes e diversificadas; das florestas cerradas cuja madeira era indispensável às indústrias e às comodidades de uma sociedade evoluída, se alimentaram as fortunas que na cidade romana deixaram tantos sinais de riqueza.

Conhecendo a morfologia da região e a geografia do lugar, compreende-se melhor como, durante a Idade do Ferro, Conimbriga se impôs às comunidades que habitavam em redor. Igualmente se percebe porque os romanos a escolheram para capital de civitas e cidade viária.

Pela mata da Bufarda chegava a estrada que a ligava a Olisipo, passando por Sellium; e bifurcando-se por alturas de Alvaiázere, servia, a leste, as terras baixas de Chão de Couce e do Dueça e, do lado oposto, as povoações da serra.

Pelo poente dava entrada a outra via que, partindo também de Olisipo, tomava o caminho de Collipo, vinha a Soure; atravessava o Rio dos Mouros sobre ponte de que apenas restam vestígios, e subia a ladeira de Condeixa-a-Velha.

É obvio que quem vinha do norte ou das Beiras para qualquer terra do sul, passava obrigatoriamente por Conimbriga, tornando-a assim uma das cidades mais frequentadas da Lusitânia (CUNHA *et al.*, 1996).

BIBLIOGRAFIA // BIBLIOGRAFÍA

- ALMEIDA, A.C. 1988. O concelho de Anadia do Cértima ao rebordo montanhoso. Um contributo de Geografia Física para o urbanismo. *Cadernos de Geografia*, 7: 3-85.
- ALMEIDA, M. & NEVES, M.J. 2001. Ocupação holocénica do Vale das Buracas (Zambujal, Condeixa-a-Nova, Coimbra): crítica tafonómica, tecnologia lítica e contextualização arqueológica. *Estudos Pré-históricos*: 9: 5-27.
- ALMEIDA, M., NEVES, M.J., AUBRY, T. & MOURA, M.H. 1999. Geoarqueoestratigrafia do Vale das Buracas: dados preliminares. *Actas dos Encontros de Geomorfologia, Coimbra*: 187-193.
- ALVES, R.V. 1959. Algumas grutas portuguesas de interesse arqueológico. *Actas e Memórias do 1º Congresso Nacional de Arqueologia*, 1, 129-136.
- AUBRY, T., DIMUCCIO, L.A., ALMEIDA, M., NEVES, M.J., ANGELUCCI, D. & CUNHA, L. 2011. Palaeoenvironmental forcing during the Middle-Upper Palaeolithic transition in Central-Western Portugal. *Quaternary Research*, 75: 66-79.
- AUBRY, T., DIMUCCIO, L.A. & MOURA, H. 2017. Paleoambientes e Culturas do Paleolítico Superior no Centro e Norte de Portugal: Balanço e Perspetivas de Investigação. *Estudos do Quaternário* (no prelo).
- BARBOSA, B., SOARES, A.F., ROCHA, R.B., MANUPPELLA, G. & HENRIQUES, M.H. 1988. *Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, notícia explicativa da folha 19-A (Cantanhede)*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- CABRAL, J. 1995. Neotectónica em Portugal Continental. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 31: 1-265.
- CARDOSO, J.L. 1993. *Contribuição para o conhecimento dos grandes mamíferos do Plistocénico superior de Portugal*. Câmara Municipal de Oeiras, Oeiras.
- CHAMINÉ, H.I., PEREIRA, L.C.G., FONSECA, P.E., MOÇO, L.P., FERNANDES, J.P., ROCHA, F.T., FLORES, D., JESUS, A.P., GOMES, C., ANDRADE, A.A.S. & ARAÚJO, A. 2003. Tectonostratigraphy of Middle and Upper Palaeozoic black shales from the Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36: 649-663.
- CHOFFAT, P.L. 1895. Notes sur les tufs de Condeixa et la découverte de hippopotame en Portugal. *Comunicações da Direção do Serviço Geológico de Portugal*, 3: 1-12.

- COSTA, J.C., AGUIAR, C., CAPELO, J.H., LOUSÃ, M. & NETO, C. 1998. Biogeografia de Portugal Continental. *Quercetea*, 0: 5-58.
- COURBOULEIX, S. 1972. *Étude géologique des régions de Anadia et de Mealhada, au Nord de Coimbra (Portugal)*. Diplôme d'Études Supérieures, Faculté des Sciences de Lyon, Lyon.
- CUNHA, L. 1988. *As serras calcárias de Condeixa-Sicó-Alvaiázere. Estudo de Geomorfologia*. Dissertação de Doutoramento. Universidade de Coimbra, Coimbra.
- 1993. Geomorfologia Estrutural e Cársica. In: FERREIRA, A.B., CARVALHO, G.S. & SENNA-MARTINEZ, J.C. Eds. *O Quaternário em Portugal, Balanço e Perspectivas*: 63-74. Colibri, Lisboa.
- 1999. *Depósitos de vertente no sector setentrional do Maciço de Sicó*. Actas do 1º Encontro de Geomorfologia, 85-94, Coimbra.
- CUNHA, L. & SOARES, A.F. 1987. A carsificação no Maciço de Sicó, principais fases de evolução. *Cadernos de Geografia*, 6: 119-137.
- CUNHA, L., ALARCÃO, A. & PAIVA, J. 1996. *O oppidum de Conimbriga e as terras de Sicó: roteiro*. Liga de Amigos de Conimbriga, Coimbra, 134 p.
- CUNHA, L., ALMEIDA, M., NEVES, M.J., DIMUCCIO, L.A. & AUBRY, T. 2006. Contributo da sequência cultural pleistocénico/holocénico para a compreensão da génese e evolução do canhão flúviocársico do Vale das Buracas. *Actas do 2º Congresso Nacional de Geomorfologia*, 3: 69-75.
- CUNHA, P.P. 1992. *Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra*. Dissertação de Doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra.
- CUNHA, P.P. & MARTINS, A.A. 2004. Principais aspectos geomorfológicos de Portugal central, sua relação com o registo sedimentar e a importância do controlo tectónico. In: ARAÚJO, M.A. & GOMES, A. Eds. *Geomorfologia do NW da Península Ibérica*: 155-182. Faculdade de Letras da Universidade do Porto, Porto.
- CUNHA, P.P. & REIS, R.P. 1995. Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin. *Cretaceous Research*, 16: 155-170.
- DAVEAU, S., BIROT, P. & RIBEIRO, O. 1985-86. Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Memórias do Centro de Estudos Geográficos*, 8.
- DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., VAN WEES, J. & CUNHA, P.P. 2011. Tectonic classification of Cenozoic Iberian foreland basins. *Tectonophysics*, 502: 38-61.

- DIAS, R. & RIBEIRO, A. 1993. Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 79: 31-40.
- DIAS, R., RIBEIRO, A., COKE, C., MOREIRA, N. & ROMÃO, J. 2014. Arco Ibero-Armoricano: indentação versus auto-subducção. *Comunicações Geológicas*, 101: 261-264.
- DIMUCCIO, L.A. 2014. *A carsificação nas Colinas Dolomíticas a sul de Coimbra (Portugal centro-ocidental). Fácies deposicionais e controlos estratigráficos do (paleo)carso no Grupo de Coimbra (Jurássico Inferior)*. Dissertação de doutoramento (não publicada), Universidade de Coimbra, Coimbra.
- DIMUCCIO, L.A., DINIS, J.L., AUBRY, T. & CUNHA, L. 2014. Clastic Cave Sediments and Speleogenesis of the Buraca Escura Archaeological Site (Western-Central Portugal). In: ROCHA, R.B., PAIS, J., KULLBERG, J.C. & FINNEY, S. Eds. Strati 2013, First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy. *Springer Geology*, 45: 931-935.
- DIMUCCIO, L.A., DUARTE, L.V. & CUNHA, L. 2016. Definição litostratigráfica da sucessão calco-dolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). *Comunicações Geológicas*, 103 (no prelo).
- DINIS, J.L. 2001. Definição da Formação da Figueira da Foz; Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88: 127-160.
- DINIS, J.L., REY, J., CUNHA, P.P., CALLAPEZ, P.M. & REIS, R.P. 2008. Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29: 772-780.
- DINIS, P.A. 2004. *Evolução Pliocénica e Quaternária do Vale do Cértima*. Dissertação de doutoramento, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- 2006. Depósitos neogénicos anteriores à incisão fluvial actual entre Coimbra e Aveiro: fácies, arquitectura deposicional e controlos sobre a sedimentação. *Comunicações Geológicas*, 93: 81-104.
- DINIS, P.A., ANDERSEN, T., MACHADO, G. & GUIMARÃES, F. 2012a. Detrital zircon U-Pb ages of a syn-Variscan Carboniferous succession associated with the Porto-Tomar shear zone (West Portugal): Provenance implications. *Sedimentary Geology*, 273-274: 19-29.
- DINIS, P.A., CABRAL, J. & SOARES, A.F. 2007. Deformation structures affecting Plio-Pleistocene sediments in the western Portuguese mainland (West Iberia). Genesis and seismotectonic implications. *Geodinamica Acta*, 20: 415-431.
- DINIS, P.A., PINTO, P.N., ALMEIDA, J.P., TAVARES, A.M., PINTO, M.C. & PEREIRA, A.C. 2012b. Associations between lithology and land-use in a

- wine production region (Bairrada region, Portugal). *Journal of Maps*, 8: 271-281.
- FERREIRA, A.B. 1978. Planaltos e montanhas do Norte da Beira: estudo de geomorfologia. *Memórias do Centro Estudos Geográficos*, 4: 1-374.
- 1991. Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementbände*, 82: 73-85.
- FLORES, D., PEREIRA, L.C.G., RIBEIRO, J., PINA, B., MARQUES, M.M., RIBEIRO, M.A., BOBOS, I. & JESUS, A.P.D. 2010. The Buçaco Basin (Portugal): Organic petrology and geochemistry study. *International Journal of Coal Geology*, 81: 281-286.
- FUNDAÇÃO MATA DO BUSSACO (online). [<http://www.fmb.pt/v2/pt/a-mata/patrimonio-cultural>] e [<http://www.fmb.pt/v2/pt/a-mata/patrimonio-natural>]. [consulta: 22/06/2017].
- GAIDA, R. & RADTKE, U. 1983. Datation de tufs calcaires quaternaires du Baixo Alentejo par les méthodes Th/U et ESR. *Finisterra*, 18: 107-111.
- HEINRICH, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29:142-152.
- MENDES, J.C. & BETTENCOURT, M.L. 1980. Contribuição para o estudo do balanço climatológico da água no solo e da classificação climática de Portugal Continental. In: *O Clima de Portugal*, 24. Instituto Nacional de Meteorologia e Geofísica, Lisboa.
- MOREIRA, M.E. & NETO, C. 2005. A vegetação natural. In: MEDEIROS, C.A. & FERREIRA, A.B. Coords. *Geografia de Portugal*, 1. *Ambiente Físico*: 421-482. Círculo de Leitores, Lisboa.
- OLIVEIRA, J.T., PEREIRA, E., RAMALHO, M., ANTUNES, M.T. & MONTEIRO, J.H. 1992. *Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- PAIVA, I.M. 2015. *Hidrossistema cársico de Degraças-Sicó. Estudo do funcionamento hidrodinâmico a partir das suas respostas naturais*. Tese de Doutoramento, Universidade de Coimbra, Coimbra.
- PEREIRA, M.F., SILVA, J.B., DROST, K., CHICHORRO, M. & APRAIZ, A. 2010. Relative timing of transient displacements in northern Gondwana: U-Pb laser ablation ICP-MS zircon and monazite geochronology of gneisses and sheared granites from the western Iberian Massif (Portugal). *Gondwana Research*, 17: 461-481.
- REIS, R.P. & CUNHA, P.P. 1989. A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 75: 99-109.
- RIBEIRO, A., QUESADA, C. & DALLEMEYER, R.D. 1990. Geodynamic evolution of the Iberian Massif. In: DALLEMEYER, R.D. & MARTÍNEZ GARCÍA, E. Eds. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*: 399-409. Springer-Verlag.

- RIBEIRO, O. 1949. *Le Portugal Central (livret-guide de l'excursion C)*. Union Géographique Internationale, Congrès International de Géographie, Lisbonne.
- SÁNCHEZ GOÑI, M.F., LANDAIS, A., FLETCHER, J.W., NAUGHTON, F., DESPRAT, S. & DUPRAT, J. 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Review*, 27: 1136-1151.
- SANCHEZ GOÑI M.F., TURON, J.L., EYNAUD, F. & GENDREAU, S. 2000. European Climatic Response to Millennial-Scale Changes in the Atmosphere-Ocean System during the last glacial Period. *Quaternary Research*, 54: 394-403.
- SANTOS, J.J.C. 1997. *Novo Guia Histórico do Buçaco*. Minerva, Coimbra.
- SEQUEIRA, A., CUNHA, P.P. & SOUSA, M.B. 1997. A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal Central). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 83: 95-126.
- SHELLEY, D. & BOSSIÈRE, G. 2000. A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22: 757-776.
- SIMANCAS, J.F., TAHIRI, A., AZOR, A., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARTÍNEZ POYATOS, D.J. & EL HADI, H. 2005. The tectonic frame of the Variscan-Alleghanian orogen in Southern Europe and Northern Africa. *Tectonophysics*, 398: 181-198.
- SOARES, A.F. 1998/2001. *Reflexões sobre os tempos de carsificação dos Maciços Calcários de Sicó, Alvaiázere e Estremenho*. In: MOREIRA, M.E.A., MOURA, A.C., GRANJA, H.M. & NORONHA, F. Eds. *Livro de Homenagem ao Prof. Doutor Gaspar Soares de Carvalho*: 103-128. Universidade do Minho, Braga.
- 2000. As unidades pliocénicas e quaternárias no espaço do Baixo Mondego (uma perspectiva de ordem). *Estudos do Quaternário*, 2: 7-17.
- 2007/2008. Um fragmento curioso. A Serra de Sicó. *Cadernos de Geografia*, 26/27: 19-24.
- SOARES, A.F., CUNHA, L. & MARQUES, J.F. 1997. Les tufs calcaires dans la région du Baixo Mondego (Portugal) - Les tufs de Condeixa. Présentation Générale. *Études de Géographie Physique, Travaux Supplémentaires*, 26: 55-58.
- SOARES, A.F., KULLBERG, J.C., MARQUES J.F., ROCHA, R.B. & CALLAPEZ, P.M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 183: 203-216.
- SOARES, A.F., MARQUES, J.F. & ROCHA, R.B. 1985. Contribuição para o Conhecimento geológico de Coimbra. *Memórias e Notícias*, 100: 41-71.

- SOARES, A.F., MARQUES, J.F. & SEQUEIRA, A.J.D. (Eds.) 2007. *Notícia explicativa da Folha 19-D Coimbra-Lousã*. Instituto Nacional de Engenharia, Tecnologia e Inovação, Departamento de Geologia, Lisboa.
- TRINCÃO, P., PAIS, J., REIS, R.P. & CUNHA, P.P. 1989. Palinomorfos antecenomanianos do "Grés do Buçaco" (Lousã, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 10: 51-64.

Organizan // Organizam:



FCTUC DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA TERRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE COIMBRA



FCTUC DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS DA VIDA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE COIMBRA



Colaboran // Colaboram:



Fundo Europeu
de Desenvolvimento Regional