



UMA HISTÓRIA COM MUITOS MILHÕES DE ANOS

Do oceano Tethys ao
barrocal do Algarve

Delminda Moura / Sónia Oliveira

Titulo:

Uma História com muitos milhões de anos
Do Oceano Tethys ao Barrocal do Algarve

Autoras:

Delminda Moura / Sónia Oliveira

Edição:

Algarvensis aUGGp e Município de Albufeira

1ª edição

Local de edição: Albufeira

Data da edição: 2022

Imagem da capa:

Rui Gregório (23/07/2021)

Fóssil de coral do Jurássico Superior (163-152 milhões de anos)

Design gráfico e paginação: Grácio Editor

ISBN: 978-972-8124-52-6 (versão impressa)

ISBN: 978-972-8124-53-3 (versão electrónica)

DOI: <https://doi.org/10.34623/78ew-a979>

Disponível em: <http://hdl.handle.net/10400.1/17873>

UMA HISTÓRIA COM MUITOS MILHÕES DE ANOS

**Do oceano Tethys ao
barrocal do Algarve**

Delminda Moura / Sónia Oliveira

ÍNDICE

Acerca das autoras.....	7
Agradecimentos	9
Devolver o poder à Terra	11
Prefácio.....	13
Introdução.....	15
CAPÍTULO 1	
O TEMPO GEOLÓGICO	17
1.1. A idade da Terra.....	17
1.2. Organização do tempo geológico.....	20
CAPÍTULO 2	
NASCE UM OCEANO	25
2.1. Oceano Atlântico	25
2.2. Consequências da deriva continental no clima	29
CAPÍTULO 3	
A VIDA NO OCEANO JURÁSSICO. AS PROVÍNCIAS OCEÂNICAS.....	33
3.1. Os sedimentos marinhos	33
3.2. Plataformas continentais.....	36
3.2.1 Plataformas continentais siliciclásticas.....	38
3.2.2 Plataformas continentais carbonatadas.....	39
3.3. Morfologia das plataformas carbonatadas.....	44
3.3.1 Domínio nerítico	44
3.3.2. Domínio pelágico	45
CAPÍTULO 4	
PLANALTO DO ESCARPÃO - UMA JANELA COM VISTA	
PARA O OCEANO JURÁSSICO	47
4.1. Planalto do Escarpão	47
4.2. Formação de Peral.....	50
4.3. Formação de Jordana. Arenitos e conglomerados do Cotovio.....	53
4.4. Formação de Cerro da Cabeça	55
4.5. Formação de Escarpão.....	57

4.6. Formação de Calcários com <i>Anchispirocyclus lusitanica</i>	60
CAPÍTULO 5	
EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL AO LONGO DO JURÁSSICO E CRETÁCICO	63
5.1. Uma bacia marinha em constante mudança	63
5.2 Uma sequência regressiva desfasada da curva eustática do nível médio do mar (NMM)?.....	66
5.3. A relevância dos bioindicadores para a reconstituição paleoambiental	68
5.4. De um mar tropical a um ambiente continental	68
CAPÍTULO 6	
DO PLANALTO AO ONDULADO DOS CERROS	75
6.1. Conceito de Paisagem.....	75
6.2. Os cerros herdados do Jurássico	75
CAPÍTULO 7	
O ÚLTIMO RETOQUE DA PAISAGEM PARA CRIAR O BARROCAL	81
7.1. Diversidade da paisagem.....	81
7.2. Alteração das rochas	81
7.3. Paisagens cársticas	83
7.4. Rede hidrográfica.....	88
7.5. Evolução das redes hidrográficas.....	91
Posfácio.....	95
Glossário.....	97
Bibliografia consultada e leituras adicionais.....	103
Créditos das Figuras e Tabelas	113

ACERCA DAS AUTORAS



Delminda Moura

Professora Associada da Universidade do Algarve, aposentada, com doutoramento em Geologia, especialista em geomorfologia costeira, sedimentologia e evolução paleoambiental. Investigadora do Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), foi responsável por diversos projetos de investigação e publicou diversos artigos científicos em revistas nacionais e internacionais, bem como capítulos de livros. Leccionou nos vários graus académicos universitários e orientou teses de mestrado e doutoramento. Tem tido um papel ativo na divulgação científica.



Sónia Oliveira

Doutorada em Gestão Costeira e Marinha na Universidade de Cádiz, Investigadora do Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA). Integrou várias equipas de investigação na área de Geociências e publicou vários artigos científicos em revistas nacionais e internacionais. Atualmente é Coordenadora de Projetos e Planea-

mento no Centro de Ciência Viva do Algarve colaborando ativamente na divulgação científica.

Colaborador de campo



Luís Pereira

Natural de Albufeira, frequentou a Universidade do Algarve, onde se formou em Gestão Hoteleira com o grau de bacharel em 1995. Licenciou-se posteriormente em Marketing na vertente de Turismo (1999) e em 2004 frequentou o Mestrado em Gestão e Desenvolvimento em Turismo, também na Universidade do Algarve. Após breve passagem pelo sector privado da hotelaria em 1995, ingressou em 1996 na carreira técnica de turismo no Município de Albufeira, onde desempenhou funções até 2008, quando obteve uma licença de interesse municipal para assumir funções de Gestor de Marketing na Agência de Promoção de Albufeira. Em 2012 passou a Coordenador Geral da referida Agência. Regressou ao Município de Albufeira em Abril de 2019, como Técnico Superior, ficando afeto ao Serviço de Apoio à Presidência, onde, desde essa altura, assume a Coordenação pelo Município de Albufeira da candidatura do aspirante Geoparque Algarvensis Loulé-Silves-Albufeira à rede Mundial de Geoparques da UNESCO.

Revisores



Nuno Pimentel

Licenciado em Geologia e Docente na Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa desde 1987. Doutorado em Geologia pela Universidade de Lisboa (1997), na área de Estratigrafia e Sedimentologia, com Agregação em Geodinâmica Externa (2017).

Investigador em Geologia das Bacias Sedimentares e autor de trabalhos científicos sobre geologia sedimentar e a evolução da Bacia Lusitânica, em revistas nacionais e internacionais.

Autor de textos e palestras de divulgação da Geologia, para escolas e público em geral.

Coordenador Científico do aspiring Geoparque Oeste desde 2019.

Naturalista e Geólogo, por formação e paixão.



Cristina Veiga-Pires

Nascida na França, Cristina Veiga-Pires formou-se em Geologia pela Université Paris-XI Orsay (França), e doutorou-se em Ciências Ambientais pela Université du Québec em Montreal (Canadá). Desde 2005 é Professora Auxiliar no Departamento de Ciências da Terra, do Mar e do Ambiente da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve. Desenvolve a sua investigação nas áreas de paleoceanografia e paleoclimatologia, sedimentologia, descargas subterrâneas submarinas e sistemas cárscicos. Coordenou a equipa de investigação do CIMA que participou no Plano Intermunicipal de Adaptação às Mudanças Globais da AMAL. Em dezembro de 2014, assumiu o cargo de Diretora Executiva do Centro de Ciência Viva do Algarve, em Faro, onde tem vindo a promover vários projetos STEAM e mão-na-massa como forma de Mediação da Ciência, Ciência Participativa e Inclusão. Organizou e dinamizou cafés científicos intitulados “Café Oceano”, por quase uma década, continuando a colaborar em várias iniciativas de comunicação e mediação da ciência. É a Diretora Científica do Aspirante Geoparque Algarvensis desde 2019.

AGRADECIMENTOS

Para este livro contribuiu o entusiasmo de todos os intervenientes, desde o proponente, o Presidente do Município de Albufeira, José Carlos Rolo, ao responsável neste município pela coordenação da candidatura do aspirante Geoparque Algarvensis à rede Mundial de Geoparques da UNESCO, Luís Pereira, aos Professores Nuno Pimentel e Cristina Veiga-Pires, pela revisão do manuscrito e críticas muito valiosas. Todos estes intervenientes estiveram, sem exceção, no campo onde tudo se passa.

A todos agradecemos o empenho e os contributos.

Delminda Moura e Sónia Oliveira, são investigadoras do CIMA- Centro de Investigação Marinha e Ambiental da Universidade do Algarve, financiado pela FCT- Fundação para a Ciência e a Tecnologia.

O CIMA (UID/00350/2020 CIMA) pertence ao Laboratório Associado ARNET com a referência - LA/P/00069/2020

DEVOLVER O PODER À TERRA



Este é um projeto audaz. Estamos conscientes que o poder do campo da geologia é uma pré-condição para o renascimento da economia.

E o nosso Escarpão, que bem merece este louvável estudo, é uma área única e de interesse incomensurável para compreendermos a evolução do Planeta Terra. E isto, é devolver o poder à montanha, às pedras, ao longo dorso de calcário que se assoma à vista quando voltamos as costas ao mar para ver o seu passado no presente. Não encontramos vestígios do seu começo, mas também não temos nenhuma perspetiva do seu fim, como diria James Hutton, o pai da geologia moderna.

Este conhecimento é determinante para o futuro. Não é segredo: ao conhecimento científico, pretendemos também aliar uma economia sustentável e fomentarmos o geoturismo, com os saberes culturais à mistura.

O aspirante a Geoparque Mundial da UNESCO “Algarvensis Loulé-Silves-Albufeira” é parte de

um novo olhar administrativo. Este olhar estratégico pretende potenciar as marcas singulares da crosta terrestre em determinada região para fazer desse fenómeno natural um sinal distinto de diferenciação e potência, sob um comprometimento comum das comunidades, instituições, escolas e empresas.

Pegar neste livro e aprender com quem muito investigou, é uma forma de iniciarmos este comprometimento para com o nosso território basilar. Todos somos embaixadores desta herança, rica em diversidade, em história e em promessa de futuro.

Aos autores, a minha admiração e agradecimento.

Aos leitores, os votos de um novo e nobre caminho.

José Carlos Rolo
Presidente da Câmara Municipal de Albufeira

PREFÁCIO

Cada lugar encerra em si a história do tempo que a precede e a do mundo que envolveu. Este foi o ponto de partida das autoras para este olhar sobre o Planalto do Escarpão. Escolheram um lugar onde as rochas nos falam de mais de 150 milhões de anos de acontecimentos geológicos e onde o mundo da tectónica de placas ditou as regras e deixou os seus traços. Através de uma viagem pelo tempo e pelo espaço, este trabalho conta-nos como se formou esse planalto, desde as rochas que ali encontramos até aos vales que nelas se encaixaram.

Este é um trabalho pouco habitual, por procurar contar a longa história geológica de um lugar específico, com uma abordagem ao mesmo tempo científica e de divulgação. O rigor científico está sempre presente, em cada detalhe acerca dos organismos, dos paleoambientes, das idades ou das estruturas. Mas também podemos sentir uma visão mais abrangente, que nos procura falar das “regras do jogo” geológico, dos seus processos e dos materiais resultantes.

Para “abrir o baile”, falam-nos as autoras do tempo geológico, essa imensidão desumana de tempo geológico, que dificilmente conseguimos abarcar na nossa mente. Mas devemos embarcar nessa nau para compreender a magnitude dos lentos processos geológicos. Em particular, precisamos de perceber o tempo geológico para embarcarmos na história do nascimento e crescimento do Oceano Atlântico, oceano no qual as rochas do Escarpão se formaram. Somos depois levados a mergulhar nesse oceano, para entender como eram as suas margens tropicais, onde corais e outros organismos (para nós exóticos) então proliferavam. E assim nos foi dada a ponte entre o passado e o presente, passado inscrito

nas rochas do Escarpão e que vislumbramos através do nosso olhar (agora mais entendido) sobre as rochas e os fósseis nelas contidos.

Entramos agora no Escarpão, camada a camada e unidade a unidade, numa viagem através do tempo e dos fundos marinhos. As autoras levam-nos por ali acima, na estratigrafia e na paleobatimetria, desde as profundezas pelágicas até à superfície exposta ao sol tropical. Com elas viajamos, assim nos deixemos levar pela geologia e pela nossa imaginação, agora acicatada pelas informações que passámos a ter conosco.

Com tanto enredo já na nossa mente, brindam-nos as autoras com a descrição do cenário onde tudo se desenrolou, o cenário geodinâmico onde as placas tectónicas se movimentaram, promovendo a subsidência e sedimentação nas bacias, mas também as colisões e o soerguimento alpino que as expôs.

Chegamos assim ao “fecho do baile”, com todos os participantes já estafados de tanto corrúpio, abancados nos seus lugares de repouso, mas ainda com as luzes acesas. Luzes do tempo recente, do tempo em que ainda há uma brisa que agita os adereços e as roupagens desse baile. Esse é o tempo da paisagem atual, dos processos exógenos que moldaram e esculpíram os vales, as encostas e o planalto. O tempo da chuva e do vento, do lento porfiar de cada gota contra cada rocha, de cada riacho ao longo de cada encosta. É o final de uma longa viagem. Sabemos agora que nada do que aqui está é como fora antes. Que o tempo geológico é imenso e surpreendente. Que onde hoje vemos rochas e vales, noutros tempos tivemos mares tropicais, recifes e vida marinha colorida. Que a tectónica de placas

não é algo que só acontece lá longe, onde há vulcões e sismos, mas também aqui à nossa porta, desde sempre e até hoje. E que cada lugar pode ser um lugar de inspiração, se o soubermos ouvir com atenção e nele ler o que tem para nos contar. Assim o saibamos escutar, e nisso as autoras nos dão as ferramentas para tal.

Como um disco que está ali, intacto, mas sem dar música, este trabalho é o gira-discos ou leitor de CD ou MP4 que nos permite ouvir essa mú-

sica. Uma música longínqua no tempo, mas que nos leva a pensar em bailes com figurantes tropicais, seguranças musculados e faxineiros meticulosos. Aceitemos o convite e embarquemos então !

Nuno Pimentel, 7 de Fevereiro de 2022

INTRODUÇÃO

Este livro resultou de um desafio que o Presidente do Município de Albufeira, José Carlos Rolo, nos fez, para produzir um documento de cariz científico-pedagógico que servisse para revelar os mistérios do Planalto do Escarpão e região envolvente, a um público diverso. Luís Pereira, do gabinete de apoio ao Presidente, incansável aprendiz de geólogo e de inabalável entusiasmo, percorreu connosco todos os caminhos do Planalto e terrenos adjacentes. Juntos vivenciámos fantásticas aventuras! Não faltaram os momentos de convívio, quer em almoços mais convencionais quer em piqueniques.

Num dos nossos piqueniques, estávamos tão fascinados com a paisagem, que mastigámos a nossa merenda à pressa e em pé. Verdade seja dita que num terreno cársico onde as pedras são pontiagudas e o mato espinhoso, o convite para sentar não é muito apelativo. Que o digamos nós, autoras deste livro, que, num dia em que nos aventurámos sem o Luís pelo vale da Ribeira de Quarteira, ficámos armadilhadas no meio de uma vegetação densíssima, toda ela cheia de espinhos, desde as trepadeiras ao mato rasteiro, com uma ribeira caudalosa e cheia de rápidos. É verdade! A Ribeira de Quarteira no leito da qual a água se some rapidamente após as chuvas, tal como acontece nas ribeiras suas subsidiárias, naquele dia estava prenhe de água. Com o vale cada vez mais sombrio, sentimos que estávamos a fazer a nossa recruta, a rastejar no meio do mato e a atravessar rápidos da ribeira. Salvou-nos a nossa colega e amiga Ana Gomes, que nos foi recolher com cantis de água e toalhas, perto do Castelo de Paderne, a 13 quilómetros do local onde, no início da manhã tínhamos es-

tacionado o carro. Mas, em nenhum momento nos arrependemos de ter dito sim ao desafio.

Aceitámos pois, escrever um livro no qual o Planalto do Escarpão é o principal ator e aqui está o produto na forma de sete capítulos com esquemas ilustrativos e fotografias de campo. Apesar de o Planalto do Escarpão ser a entidade fisiográfica dominante, quer pela área que ocupa, quer pela sua importância na interpretação paleogeográfica do Jurássico Superior, o livro extravasa para as regiões envolventes, semeadas de cerros com vistas maravilhosas sobre o Barrocal e que se estendem até ao oceano. No Algarve, nunca estamos muito longe do mar. Para apreciar e compreender as paisagens que podemos usufruir a partir dos cerros, basta visitá-los, pois estão apetrechados com painéis interpretativos.

A inserção da tabela cronoestratigráfica (tabela de tempo geológico) numa das primeiras páginas do livro, em vez de a termos remetido para anexo, tem um propósito. O nome das divisões geológicas (Eras, Períodos e Épocas), sucedem-se ao longo de todos os capítulos. Por isso, recomendamos-lhe a consulta da referida tabela, para uma primeira familiarização, antes de se embrenhar na leitura .

O capítulo um tem como objetivo informar sobre a organização do tempo geológico os menos familiarizados com este assunto e explicar os fenómenos que estão na base da sua divisão.

O capítulo dois é dedicado ao nascimento de uma bacia oceânica: o Oceano Atlântico e ao seu antecessor Oceano Tethys. Esta excursão im-

punha-se, já que, o domínio tethysiano é várias vezes invocado na ecologia dos organismos fósseis encontrados.

O capítulo três fecha o conjunto de capítulos de informação geral para que se possa compreender o Planalto do Escarpão, ao qual são dedicados os capítulos quatro, cinco e seis. No capítulo três, falamos sobre a vida no oceano jurássico e as províncias oceânicas. Deste modo, quando no capítulo quatro, descrevemos e interpretamos cada uma das unidades estratigráficas que são o suporte físico do Planalto, já o texto pode correr livremente sem a interrupção para explicações adicionais.

O capítulo cinco, é dedicado à evolução paleoambiental das formações geológicas que se nos apresentam em sucessão vertical no Planalto do Escarpão e área envolvente. Esta proposta de evolução, assenta sobre a interpretação das fácies sedimentares descritas no capítulo quatro.

O capítulo seis é dedicado à evolução geodinâmica da região, desde o Jurássico Superior ao Miocénico, com base na diversa literatura científica já publicada.

Finalmente, o capítulo sete debruça-se sobre a evolução mais recente da paisagem, cuja última feição é o resultado da interação entre os pro-

cessos geomórficos ocorridos ao longo do Quaternário e os antropogénicos.

As explicações e o significado de termos menos comuns, são dados no texto, sempre que não causam interrupção que dificulte a sua compreensão. Caso contrário, as explicações foram remetidas para o glossário.

A bibliografia consultada e possíveis leituras adicionais para os que queiram aprofundar conhecimentos, são fornecida no final do livro, dividida pelos capítulos onde são mais relevantes. Igualmente, os créditos de todas as figuras estão também agrupados pelos capítulos a que pertencem.

Por fim, uma especial homenagem ao colega Miguel Ramalho, figura maior do espectro geológico português e estudioso dos microfósseis das formações do Jurássico Superior, em particular, das que afloram no Planalto do Escarpão. As espécies que nomeamos no capítulo quatro, foram por ele identificadas. A descrição da sua ecologia e a interpretação ambiental, são das autoras deste livro, baseadas na bibliografia consultada que, como referido, está listada na secção “bibliografia consultada e leituras adicionais”.

Delminda Moura & Sónia Oliveira

CAPÍTULO 1 O TEMPO GEOLÓGICO

1.1 A idade da Terra

Tempo geológico é sinónimo de idade da Terra. O termo “tempo geológico”, evoca dinamismo, não é um conceito abstrato. É indissociável do conjunto de processos que contribuíram para a evolução deste nosso planeta ao longo de milhões de anos. Para ordenar temporalmente esses processos foi criada a escala de tempo geológico (Figura 1.1), que tem sofrido várias alterações à medida que os métodos utilizados para datar as rochas se tornam mais sofisticados. O aumento do conhecimento sobre a relação evolutiva entre

grupos de organismos (filogenia) tem também contribuído para uma mais precisa organização temporal dos acontecimentos.

O enquadramento temporal e geográfico é fundamental para contar a complexa, dinâmica e fascinante história do nosso planeta, à semelhança de qualquer outra história bem contada. A ordem de grandeza e a organização do tempo geológico, são conceitos que oferecem alguma dificuldade quando se inicia o estudo da Geologia.

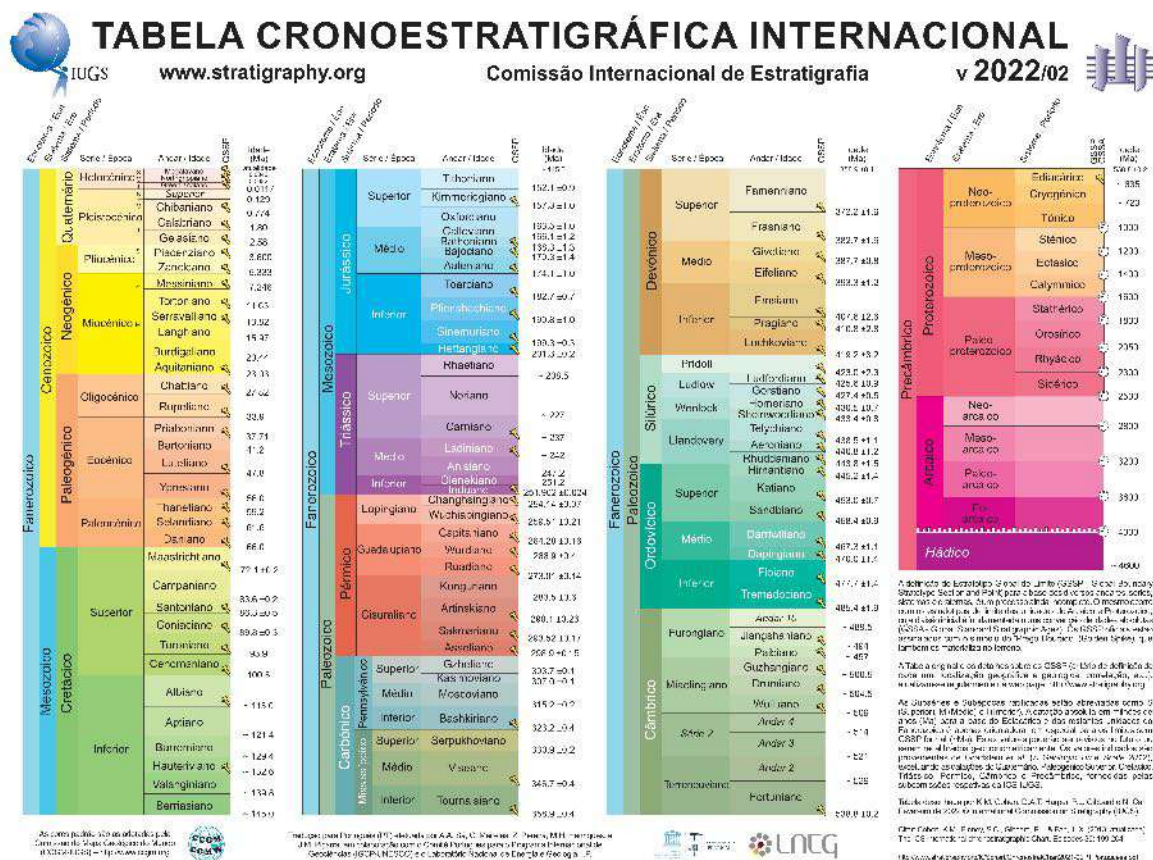


Figura 1.1. Tabela cronoestratigráfica (relação entre os estratos das rochas e o tempo da sua formação).

O próprio calendário que regula temporalmente as atividades humanas, percorreu um árduo caminho e causou uma das primeiras cisões entre a Igreja Ortodoxa Oriental e a Igreja Romana. A causa deste desentendimento foi a fixação temporal da Páscoa, que se rege pelos ciclos lunares, mas que se pretendia que fosse sempre celebrada num domingo. Apenas no Século XVI, o papa Gregório XIII organizou o calendário pelo qual se orienta atualmente o mundo ocidental. A criação da semana, uma divisão temporal arbitrária, variou de civilização para civilização, de acordo com as necessidades de descanso, participação em mercados e orientação religiosa. Se, organizar o calendário que rege as atividades humanas foi alvo de numerosos ajustes e desencontros, como estruturar então o tempo tão vasto da idade da Terra? Os ciclos lunares, bem como os solares são desadequados para a extensão temporal de existência do nosso planeta. Mas, existe uma questão prévia, que precisou ser resolvida antes de qualquer tentativa para dividir o tempo geológico: qual é a idade da Terra?

A idade da Terra está calculada em 4 540 000 000 de anos, com um grau de incerteza inferior a 1%. Se fizermos equivaler uma camada de bolo com 5 centímetros de espessura, a um milénio, será necessário fabricar um bolo com 227 quilómetros de altura, para representar a totalidade do tempo geológico. Não existem no entanto, vestígios de rochas tão antigas como a idade estimada para a Terra. Elas foram destruídas quer nas zonas de subducção onde a crosta oceânica mais densa, mergulha sob a crosta continental menos densa, quer na superfície da Terra pela atuação de processos de alteração e erosão. As rochas conhecidas mais antigas, têm idade de 3 600 000 000 de anos. Contudo, alguns zircões encontrados em sedimentos na Austrália, forneceram idades de 4 300 000 000 de anos, pelo que, esta deverá ser a idade

mínima da Terra. O zircão é um mineral muito resistente, podendo sobreviver a vários ciclos de erosão-sedimentação. Os zircões erodidos das rochas da qual faziam originalmente parte, foram posteriormente incorporados em rochas mais jovens como as das montanhas de Jack Hills, localizadas numa região muito árida, que favorece a preservação dos afloramentos (Figura 1.2).

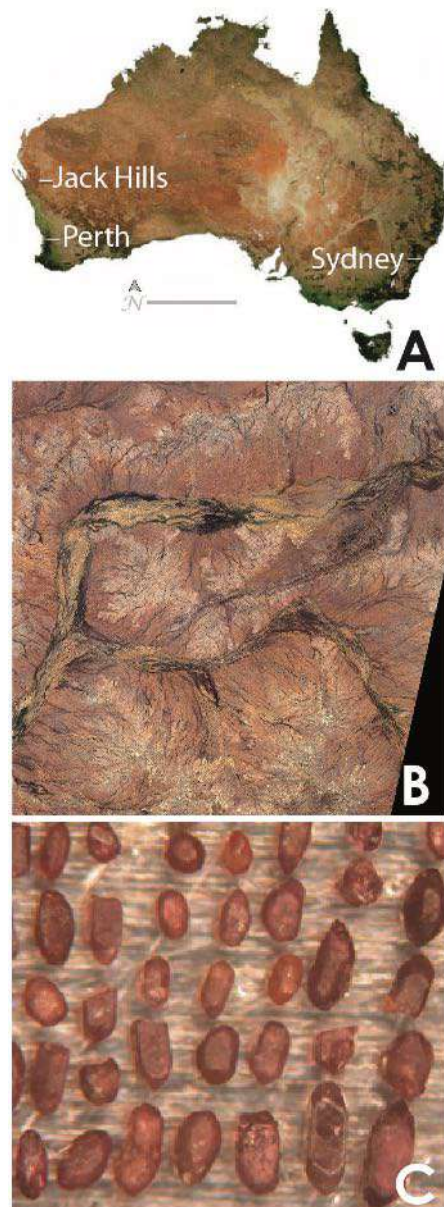


Figura 1.2. A: localização dos afloramentos de Jack Hills na Austrália. Os zircões de Jack Hills são os materiais mais antigos encontrados na Terra, até ao momento; B: imagem satélite das montanhas de Jack Hills; C: grãos de zircão de Jack Hills (dimensão média de 0,4 milímetros).

A idade provável da Terra, de 4 540 000 000 de anos, foi obtida em rochas lunares recolhidas nas missões *Apollo* e *Luna*, considerando que ambos os planetas Terra e Lua, têm idades idênticas no contexto da formação do Sistema Solar. Este impressionante número está longe da proposta apresentada pelo Arcebispo Ussher, no Séc. XVII. O Arcebispo irlandês, James Ussher (Figura 1.3 A), em 1650, calculou a idade da Terra, baseado na Bíblia (nas árvores genealógicas do Antigo Testamento). De acordo com os seus cálculos, a Terra teria sido criada no dia 23 de outubro do ano 4004 antes de Cristo e, apenas seis dias decorridos foi criado o Homem (com base no texto da Génesis).

Nesta perspetiva temporal, a génese das montanhas, vales, rios e mares, só seria possível de explicar à luz do catastrofismo (teoria que defendia uma evolução do nosso planeta com base em eventos extremos). Em 1749, Georges Louis Leclerc, conde de Buffon (Figura 1.3 B), avançou com uma idade para a Terra de 75 000 anos, estimando o tempo requerido para arrefecer o planeta, a partir de materiais em fusão. Este cálculo baseou-se nas experiências que fez com bolas de canhão aquecidas. No entanto, reconheceu que essa idade não era suficientemente longa para enquadrar toda a grandiosa obra natural.

Tendo igualmente como referência o tempo necessário para o arrefecimento e petrificação do planeta, Lord Kelvin (William Thomson, Figura 1.3 C), físico e matemático nascido em Belfast, calculou a idade da Terra em 40 milhões de anos.

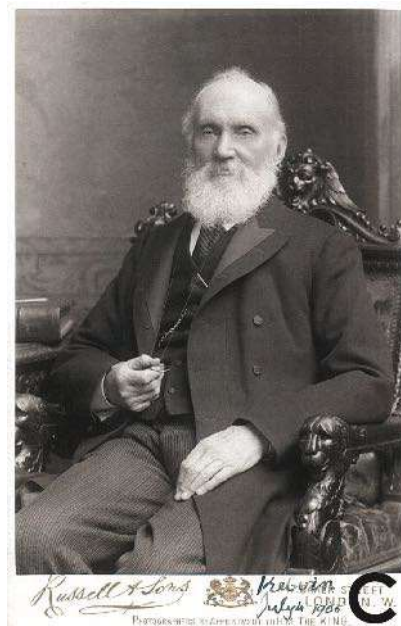


Figura 1.3. Retratos de: A: Arcebispo Ussher; B: Georges Louis Leclerc, conde de Buffon, C: Lord Kelvin (William Thomson).

Charles Darwin, naturalista britânico nascido em 1809, ficou apreensivo com as estimativas para a idade da Terra, porque, de acordo com as suas observações sobre a evolução das espécies, a Terra teria de ser necessariamente muito mais velha. Iniciou-se então um confronto de ideias entre Darwin e Kelvin. Este, em 1893, afrontou Darwin com uma nova estimativa para a idade da Terra, atribuindo-lhe apenas 24 milhões de anos. Rutherford em 1904, já depois da morte de Darwin, descobriu que alguns elementos constituintes da Terra libertam apreciáveis quantidades de calor por radioatividade. Deste modo, entendeu o erro dos cálculos de Lord Kelvin, que, por omissão deste facto, subestimou a idade da Terra. Lord Kelvin desconhecia que existe uma fonte interna de calor que contraria o arrefecimento sucessivo e irreversível do planeta Terra, ao longo do tempo.

1.2. Organização do tempo geológico

A compreensão da idade da Terra e da magnitude e ritmo de ocorrência dos fenómenos geológicos, quer internos, quer superficiais, é a primeira barreira a ultrapassar quando se inicia a abordagem à Geologia. Conhecida a idade da Terra com um espantoso grau de precisão, coloca-se um assunto não menos complicado: Como dividir de modo funcional o imenso tempo geológico? São vários os acontecimentos que nos permitem posicionar marcos ao longo da existência do nosso planeta, de modo a criar divisões. Esses marcos podem corresponder a fases de grande instabilidade do Planeta, associadas à génese de cadeias montanhosas (orogénias), ou extinções em massa. James Hutton (1726-1797), geólogo e naturalista escocês e William Smith (1769-1839), geólogo britânico (Figura 1.4), organizaram a primeira tabela de cronologia relativa (sem valores para a idade) para o tempo geológico, com base na sucessão de estratos (estratigrafia).

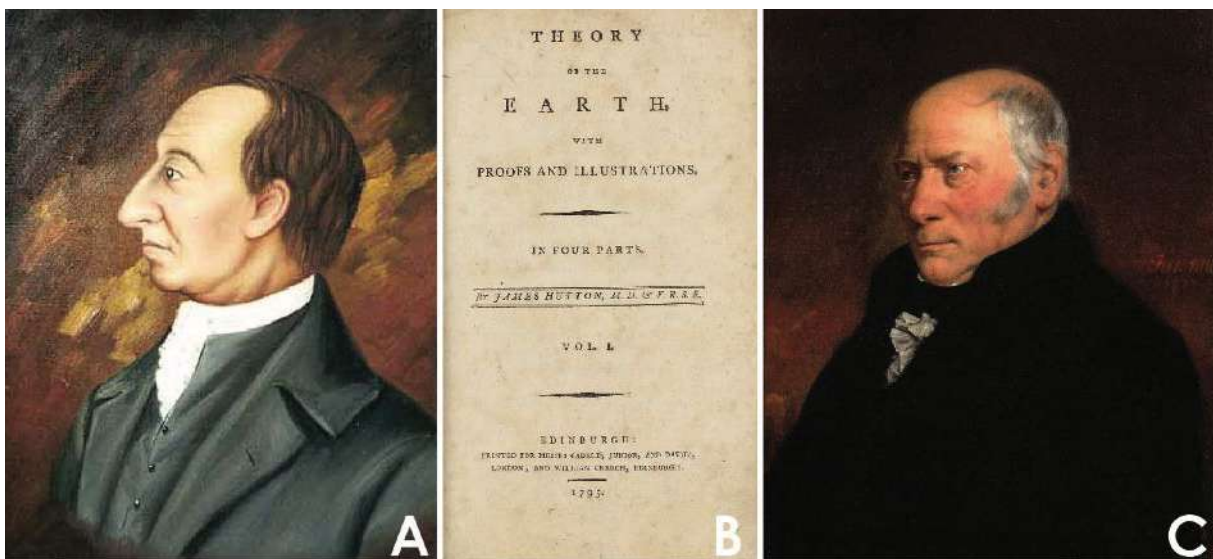


Figura 1.4. A: retrato de James Hutton; B: capa do livro *Nova Teoria da Terra*, de James Hutton; C: retrato de William Smith.

A estratigrafia, é o ramo da Geologia, que estuda a sucessão das camadas (estratos) das rochas. Cada camada, foi depositada num ambiente particular e a sua sucessão vertical (estratificação) (Figura 1.5), equivale a um dado intervalo de tempo geológico. Salvo algumas exceções, relacionadas com tectónica e dinâmica fluvial, as camadas mais recentes, sobrepõem-se às mais antigas. As rochas plutónicas, isto é, consolidadas em profundidade no interior da Terra, como o granito e o sienito, não são estratificadas (Figura 1.5).

Para além da estimativa da idade das rochas com base nas suas relações estratigráficas (idade relativa), existem métodos de datação absoluta capazes de indicar diretamente em anos a idade dos materiais geológicos: i) métodos isotópicos, baseados no decaimento radioativo de elementos químicos instáveis, ii) métodos radiogénicos baseados na emissão de radiação e iii) métodos incrementais baseados na atividade biológica ou na acumulação de sedimentos.

Os Eons são as divisões maiores do tempo geológico (ver Figura 1.1) e os seus nomes são derivados do grego: Hadeano (debaixo da Terra) entre 4560 e 3900 milhões de anos; Arqueano (antigo) entre 3900 e 2500 milhões de anos; Proterozoico (primeira vida) entre 2500 e 545 milhões de anos; Fanerozoico (vida visível) desde os 545 milhões de anos ao atual. Os Eons estão divididos em intervalos temporais menores, designadas por Eras, separadas por importantes alterações faunísticas e florísticas: Paleozoico (vida antiga), Mesozoico (vida intermédia) e Cenozoico (vida recente). As divisões anteriores ao Câmbrio (Proterozoico), baseiam-se na evolução de estromatoporóides (Figura 1.6), os quais, embora subsistindo dúvidas quanto ao seu *taxon* (sistema de classificação científica), constituem a evidência mais antiga de vida na Terra. Os primeiros fósseis de estromatoporóides conhecidos, datam do Arqueano.

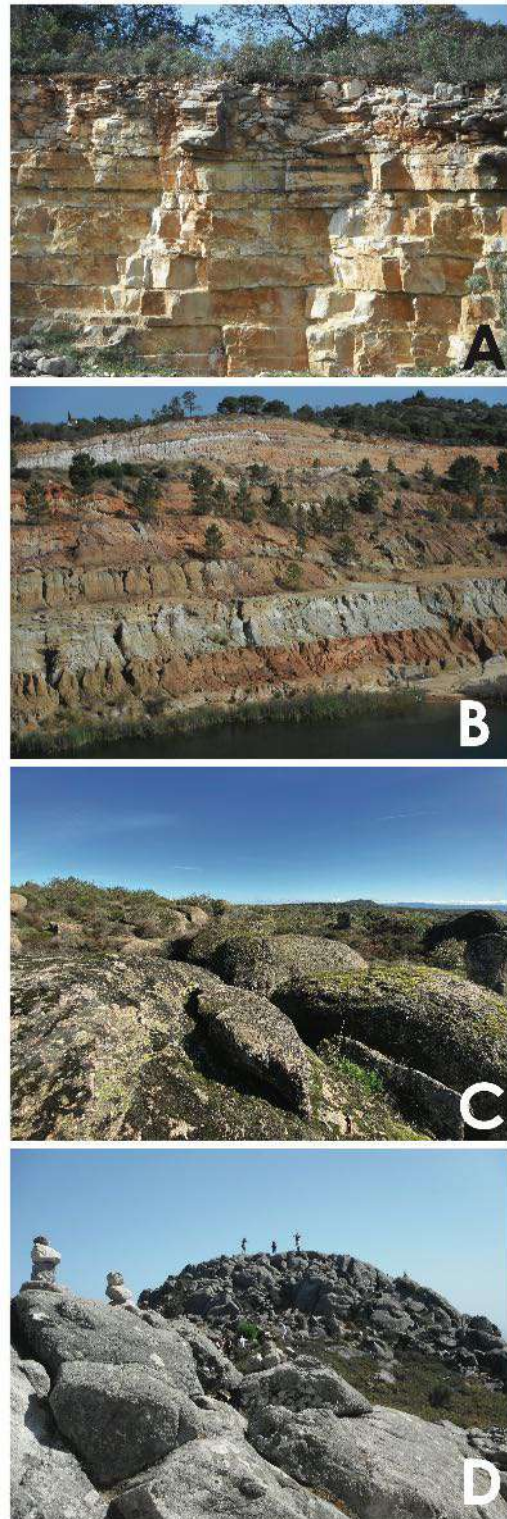


Figura 1.5. A: estratos de calcário margoso da Formação de Peral. Pedreira em Agostos (Santa Bárbara de Nexe); B: estratificação em margas do Cretácico, numa frente de exploração para fabrico de cerâmica, na Fábrica de Cerâmica do Algarve (FACEAL), Mem Moniz; C: afloramento de granito na região de Castelo Branco; D: afloramento de sienito nefelínico na Fóia, Serra de Monchique.

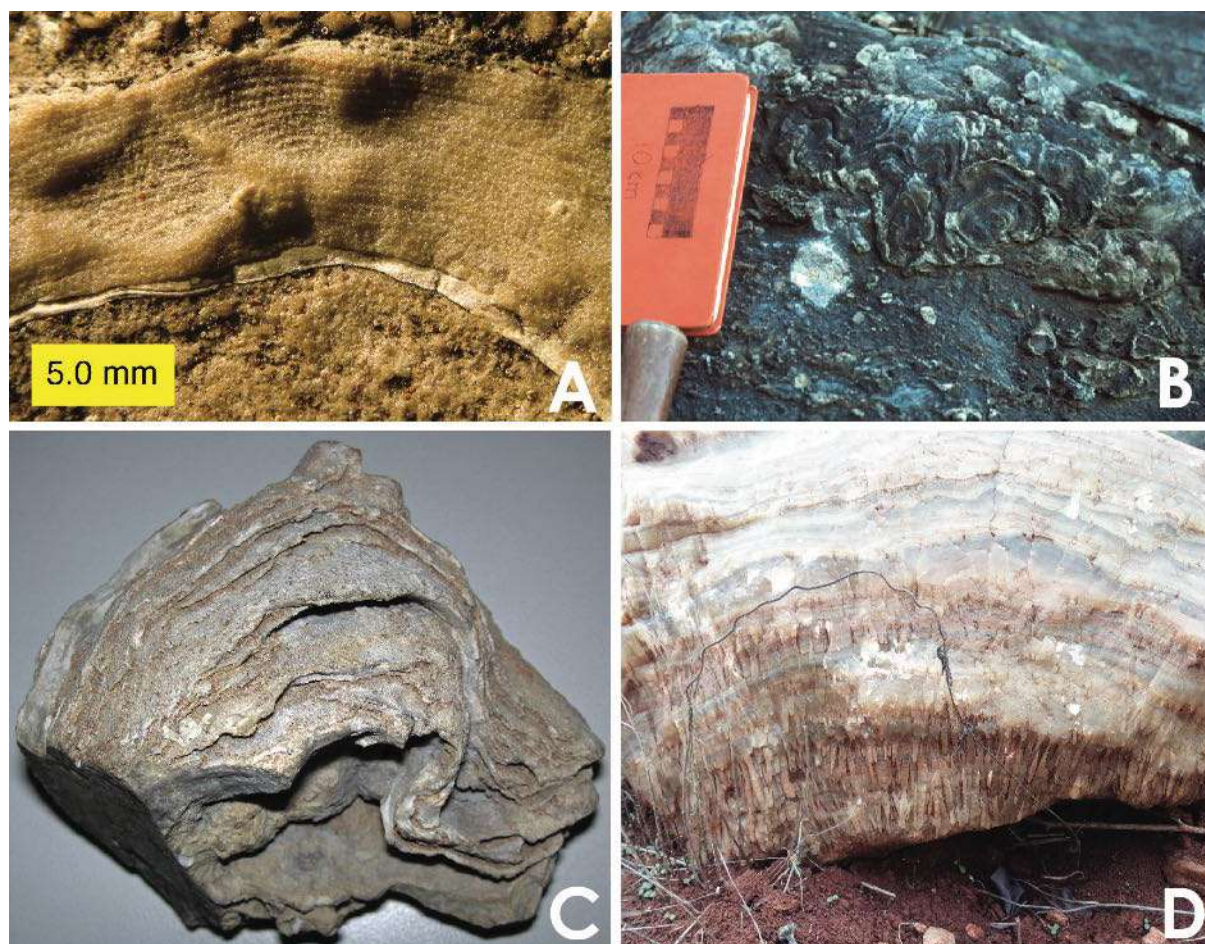


Figura 1.6. A: Estromatoporóide do Devónico, Ohio; B: Estromatoporóide do Silúrico, Formação Keyser, Pensilvânia; C: Estromatoporóide do Devónico, Ohio. D: estromatoporóide, com estrutura substituída por calcite, devido à diagénese, embora mantendo a laminação original. Na base vêem-se cristais irregulares alongados, típicos da diagénese de estromatoporóides- Calcário da Formação de Escarpão, Planalto do Escarpão.

Alguns fósseis são indicadores da Era ou do Período em que viveram os organismos. Neste sentido, surgiu o conceito de fósil índice (ou fósil de idade), como sendo o registo de uma espécie de ampla dispersão geográfica e de curto período de estadia no planeta (Tabela 1.1). Por exemplo, os cefalópodes amonites e belemnites (Figura 1.7 A e B), abundantes no Jurássico, extinguíram-se no final do Cretácico, juntamente com os dinossauros, num evento de extinção em massa, designado por Evento K-T (Figura 1.7 C).

Tabela 1.1. Eras geológicas e alguns dos fósseis de idade dos Períodos. Consultar a Figura 1.1 para um melhor enquadramento temporal.

ERA	PERÍODO	ORIGEM DO NOME	FÓSSEIS ÍNDICE
C E N O Z O I C O	Quaternário	As eras foram inicialmente designadas por Primária, Secundária e Terciária. Estas designações para Eras caíram em desuso mas mantêm-se as de Terciário e Quaternário para os Períodos da Era Cenozóica.	<i>Pecten gibbus</i> (Bivalve) <i>Neptunea tabularis</i> (Gastrópode)
	Terciário		<i>Calyptrophorus veiatu</i> s (Gastrópode) <i>Venericardia planicosta</i> (Bivalve)
M E S O Z O I C O	Cretácico	De Cré, uma rocha que constitui as arribas ao longo do canal Inglês	<i>Scaphites hippocrepia</i> (Cefalópode) <i>Inoceramus labiatus</i> (Bivalve)
	Jurássico	Montanhas do Jura (entre a França e a Suíça)	<i>Prisphinctea tiziani</i> (Cefalópode-Amonite) <i>Nerinea trinodosa</i> (Gastrópode)
	Triássico	De Trias em reconhecimento às 3 gerações de dobras das rochas na Europa	<i>Trophites subbullatua</i> (Cefalópode-Amonite)
P A L E O Z O I C O	Pérmico	Província de Perm, USSR	<i>Leptodus americanus</i> (Braquiópode) <i>Parafusulina bosei</i> (Foraminífero)
	Carbónico	Jazidas de carvão	<i>Cactocrinus multibrachiatus</i> (Crinóide) <i>Lophophyllidium proliferum</i> (Coral)
	Devónico	Devonshire, Inglaterra	<i>Mucrospirifer mucronatus</i> (Braquiópode)
	Silúrico	Tribo celta dos Siluros de Gales	<i>Cystiphyllum niagarensis</i> (Rudista)
	Ordovícico	Tribo celta dos Ordovices de Gales	<i>Bathyurus extans</i> (Trilobite) <i>Tetraraptus fructicosos</i> (Graptólito)
	Câmbrico	Cambria-nome romano para Gales	<i>Paradoxides pinus</i> (Trilobite) <i>Billingsella corrugata</i> (Braquiópode)

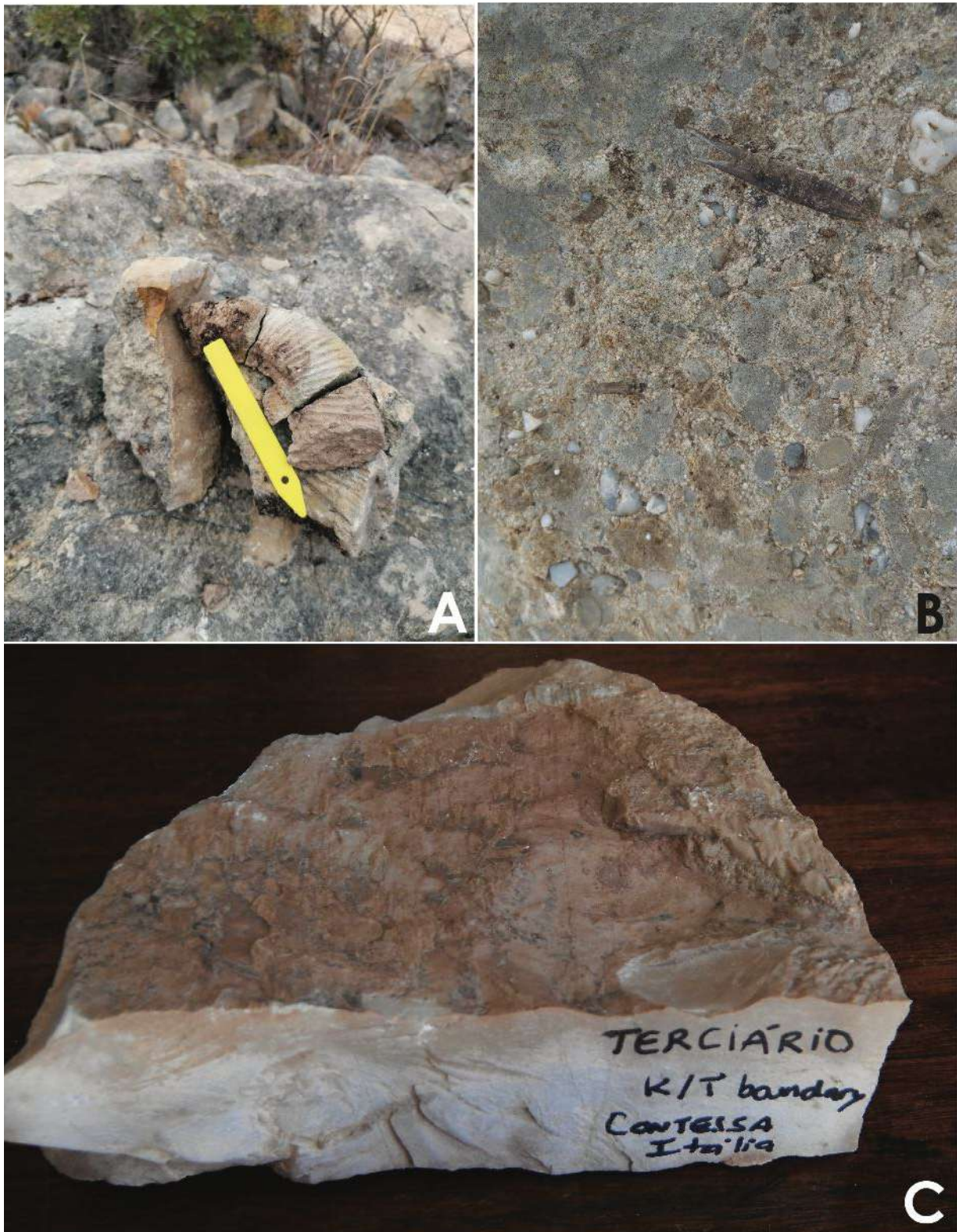


Figura 1.7. A: molde interno de amonite da Formação de Peral, Planalto do Escarpão. Está fraturado, pois os fósseis maiores têm tendência para se partir facilmente nesta matriz margosa (a barra amarela tem 10,5 centímetros de comprimento); B: rostro de belemnite da Formação de Peral, Planalto do Escarpão; C: amostra da camada na fronteira K-T (ver texto), formada por argilito e irídio.

CAPÍTULO 2

NASCE UM OCEANO

2.1. Oceano Atlântico

Foi na Era Mesozoica, entre aproximadamente os 251 e os 66 milhões de anos, num oceano jovem e em mudança, que se depositaram os sedimentos posteriormente transformados nas rochas que constituem o Barrocal do Algarve. O oceano que hoje conhecemos como Oceano Atlântico e que banha toda a costa portuguesa, é o resultado de uma longa evolução.

A designação de Atlântico, deriva de Atlas, que, em Grego, designa aquele que suporta o mundo nas suas costas. Durante a Idade Média, a denominação de Atlântico caiu em desuso, sendo substituída por Mar do Norte e Mar Oeste. Gerhard Mercator (1512-1594), geógrafo, cartógrafo e matemático nascido na Flandres, autor da primeira projeção plana da Terra (Mapa do Mundo - Figura 2.1), reabilitou a designação de Oceano Atlântico.

O Oceano Atlântico, presentemente tão importante para o Homem, não existia na Era Paleozoica. O geógrafo Francês Antonio Snider-Pellegrini, em 1858 e, mais tarde, em 1929, Alfred Wegener um meteorologista e geofísico alemão (Figura 2.2), formularam a hipótese de que os continentes se moviam (deriva continental). Esteve na base desta hipótese, a semelhança entre a fisiografia e as estruturas geológicas em ambas as margens do Oceano Atlântico - América do Sul e África. Alfred Wegener, utilizou também o argumento das semelhanças entre os fósseis numa e outra margem dos vários oceanos.

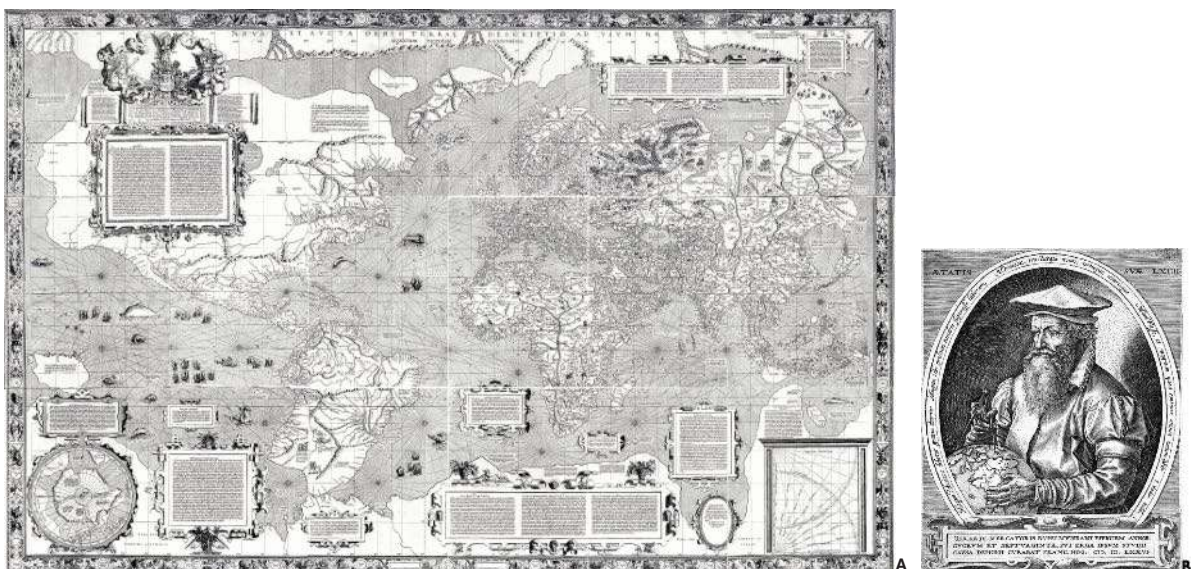


Figura 2.1. A: mapa do mundo de Gerardus Mercator (1569); B: retrato de Gerardus Mercator pintado por Franz Hogenberg em 1574.

Os fósseis do réptil aquático primitivo *Mesosaurus* e também os fósseis de *Lystrosaurus* (Figura 2.2), foram encontrados em margens continentais presentemente separadas (África e América do Sul no primeiro caso, África, Índia e Antárctica

no segundo). Para Wegener, estes factos só poderiam significar que os continentes, estiveram outrora juntos. Mas, em 1929, esta hipótese era suficientemente excêntrica, para ser aceite por todos os cientistas.

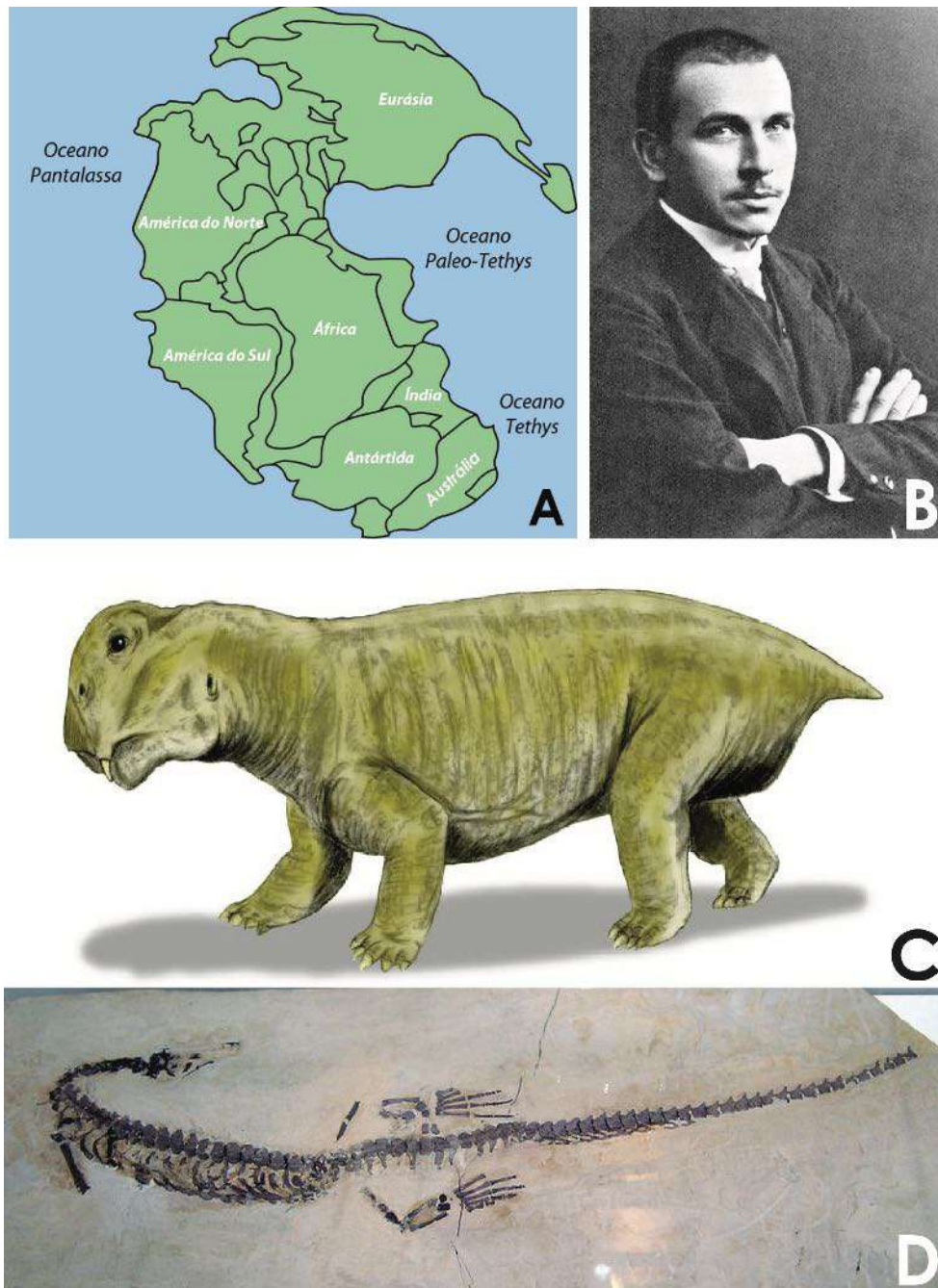


Figura 2.2. A: supercontinente Pangea na Era Paleozoica, entre 541-252 milhões de anos (ver Figura 1.1). O oceano que rodeava a Pangeia designa-se por Panthalassa; B: retrato de Alfred Wegener (autor desconhecido, 1910); C: desenho de *Lystrosaurus murrayi* do início do Triássico (ca. 250 milhões de anos), encontrado na África do Sul; D: *Mesosaurus* (réptil aquático da Era Paleozoica), cujos fósseis se encontram em ambos os continentes América do Sul e África.

Os opositores à hipótese da deriva continental, contrapunham que, teriam existido pontes terrestres que permitiram a passagem intercontinental de diversos animais. Assim, estava justificada a ocorrência de fósseis idênticos de organismos já extintos, em ambas as margens dos oceanos. Mais difícil, no entanto, era explicar os depósitos de glaciário na África do Sul, Índia, Austrália e Arábia, atribuídos à glaciação Permo-Carbônica, sem admitir que estas regiões se tenham posicionado em latitudes diferentes das atuais. Contudo, igualmente difícil para a comunidade científica era explicar o mecanismo que poderia ter feito movimentar os continentes. Só nos anos 1960, 30 anos após a morte de Wegener, surgiu a teoria da tectónica de placas, suportada por estudos geofísicos dos fundos oceânicos, que demonstraram a criação de nova crosta oceânica a partir de zonas de rifte e da sua destruição nas zonas de subducção.

Nos riftes, a crosta oceânica recém-criada, desloca-se para um e outro lado, à semelhança de passadeiras rolantes, enquanto que, nas zonas de subducção, por ser mais densa, ela mergulha por baixo da crosta continental menos densa (Figura 2.3).

A velocidade de formação da crosta oceânica, não tem sido constante ao longo do tempo. Na primeira metade da Era Cenozoica, a velocidade das “passadeiras rolantes” (expansão do fundo oceânico), foi, no global, 20% maior que anteriormente, para depois decrescer 12% na segunda metade desta mesma Era. Presentemente, as taxas de expansão do fundo oceânico são muito variáveis, oscilando entre menos de 2,5 centímetros por ano na Crista Ártica, e mais de 15 centímetros em cada ano na Crista do Pacífico Oriental, nas proximidades da Ilha da Páscoa (cerca de 3400 quilómetros a ocidente da costa do Chile).

O vale de rifte e a crista média atlântica são aspectos morfológicos extraordinários que percorrem longitudinalmente o Oceano Atlântico, numa extensão de cerca de 1600 quilómetros, desde a Islândia até 58° de latitude sul (Figura 2.4). A coluna de água sobre esta montanha submersa, não excede os 2700 metros e, o topo emerge em algumas zonas, como é o caso do arquipélago dos Açores. Pelo contrário, as Ilhas Britânicas, as Falkland e as Malvinas são exemplos de ilhas que se enraízam nas plataformas continentais do Oceano Atlântico.

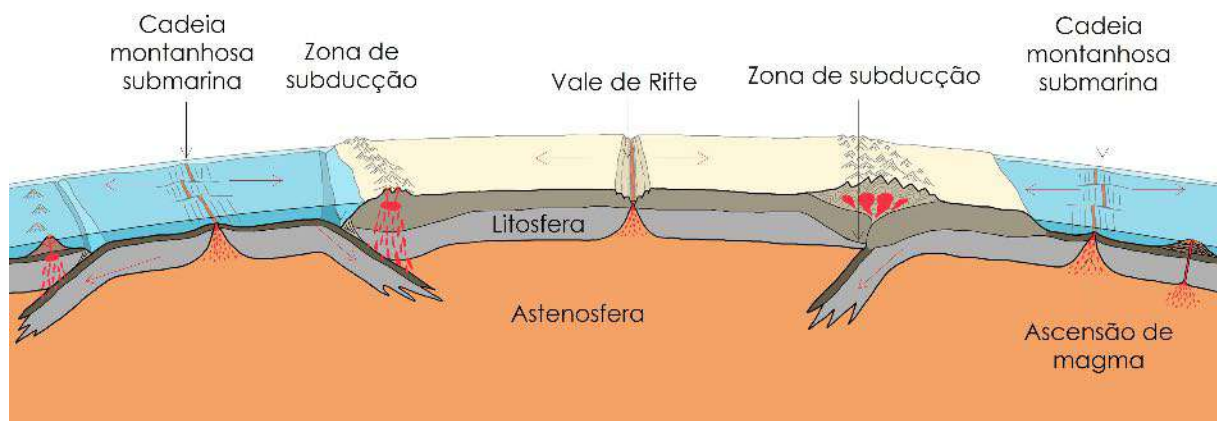


Figura 2.3. Esquema dos processos envolvidos na deriva continental- tectónica de placas. A litosfera é a camada sólida mais exterior da Terra, com espessura variável, sendo mais espessa por baixo das cadeias montanhosas; a astenosfera é a zona do manto terrestre, menos rígida que a litosfera, que se situa entre aproximadamente 80 e 200 km abaixo da superfície.

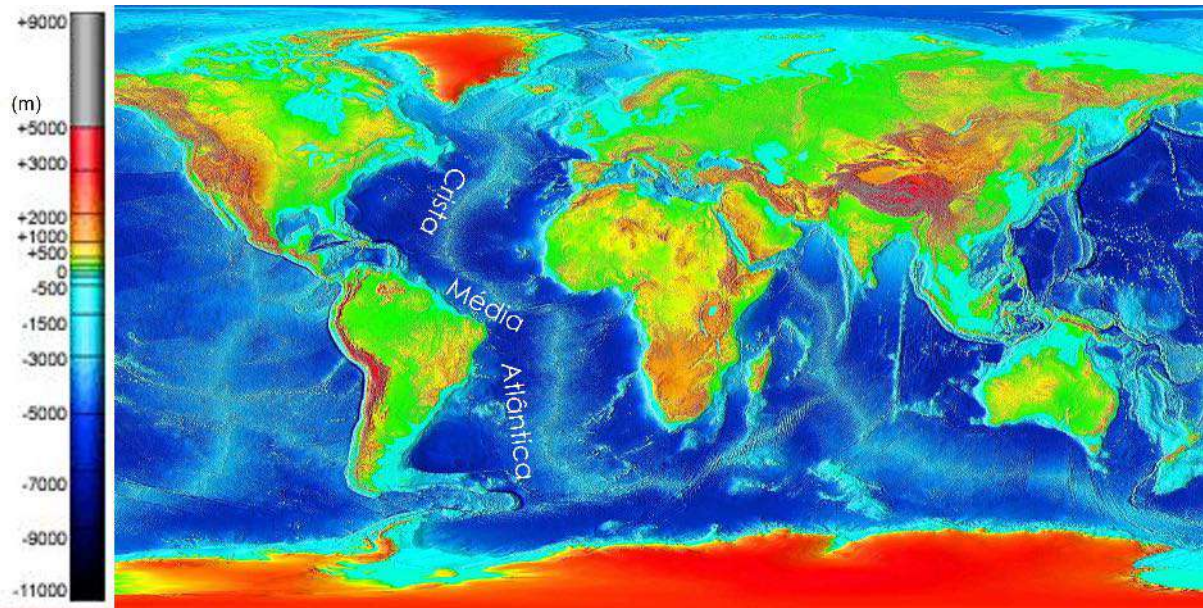


Figura 2.4. Mapa topobatimétrico global (representa o relevo continental e também o das bacias marinhas). As zonas em azul-claro, nas margens dos continentes, correspondem às plataformas continentais.

Presentemente, o Oceano Atlântico estende-se desde o Polo Norte ao Polo Sul e por isso, as características físico-químicas da sua água, são muito dependentes das condições climáticas nos domínios polares. Mas nem sempre assim foi. No Triássico, quando o *Metoposaurus algarvensis* (anfíbio de grandes dimensões) se alimentava nas margens inundadas de rios e lagoas no (paleo)Algarve, o supercontinente Pangeia do Paleozoico, banhado pelo Oceano Panthalassa, começou a fragmentar-se (Figura 2.5). O afastamento das massas continentais Gondwana e Laurásia resultou na formação do Oceano *Tethys*, que posteriormente evoluiu para o Oceano Atlântico Central. Desde o Jurássico Superior (Tithoniano: 140 milhões de anos) até ao Cretácico Médio (Aptiano: 125 milhões de anos), o paleo-Oceano *Tethys*, era um oceano circum-equatorial, permitindo a circulação da água superficial quente em torno do globo (Figura 2.5). A corrente quente, estabelecida no início do Jurássico Superior, resultou da abertura de uma conexão entre os oceanos Pacífico e *Tethys*, através do

Golfo do México. Esta ligação fechou muito mais tarde, há cerca de 10 milhões de anos (Miocénico Superior), ao mesmo tempo que a Península Ibérica se aproximou do continente africano. A corrente quente superficial que circundava a Terra num périplo equatorial, ficou assim interrompida. Toda esta movimentação das massas continentais, abertura e fecho de ligações entre oceanos, teve pronunciadas consequências na circulação oceânica e por isso no clima.

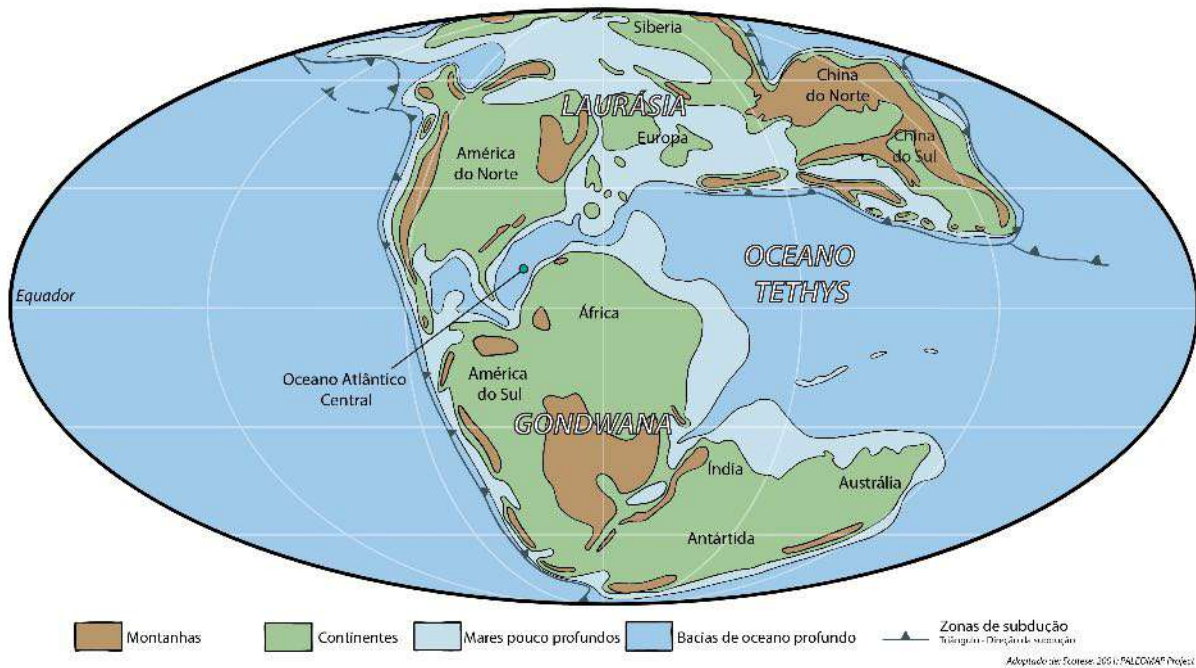


Figura 2.5. Paleogeografia do Jurássico Superior.

2.2. Consequências da deriva continental no clima

Durante grande parte da Era Mesozoica, o clima quente e húmido, bastante uniforme em todo o planeta, favoreceu o desenvolvimento de luxuriantes florestas de fetos que eram território de alguns dinossauros. Nas águas tépidas do oceano, nadaram amonites e belemnites, entre muitos outros seres marinhos, e, nas plataformas continentais instalaram-se edifícios recifais (tema explorado no capítulo 3).

Foi a partir de aproximadamente 65 milhões de anos (final do Cretácico), que o clima na Terra se tornou gradualmente mais frio em relação ao máximo quente Paleocénico-Eocénico (ver figura 1.1), quando o continente antártico e a Groenlândia não estavam ainda cobertos por gelo. No Eocénico Superior, cerca dos 40 milhões de anos, a passagem entre a América do Sul e a Antártida, ficou mais larga devido à migração da

América do Sul para norte. Este acontecimento, favoreceu a instalação de uma corrente superficial circumpolar, que isolou o continente antártico da influência das correntes quentes vindas das zonas equatoriais. Cerca dos 35 milhões de anos, no Oligocénico, começaram a formar-se glaciares naquele continente. A migração da América do Sul, para norte, fechou a passagem da água entre este continente e a América do Norte, no Istmo do Panamá, truncando ainda mais a livre circulação da corrente quente circum-equatorial (Figura 2.6). Com esta corrente desmantelada e a corrente circumpolar antártica ativa, o clima terrestre começou sucessivamente a arrefecer. Contudo, somente durante o Pliocénico, há cerca de 5 milhões de anos, é que o hemisfério norte registou condições de glacial (Tabela 2.1).

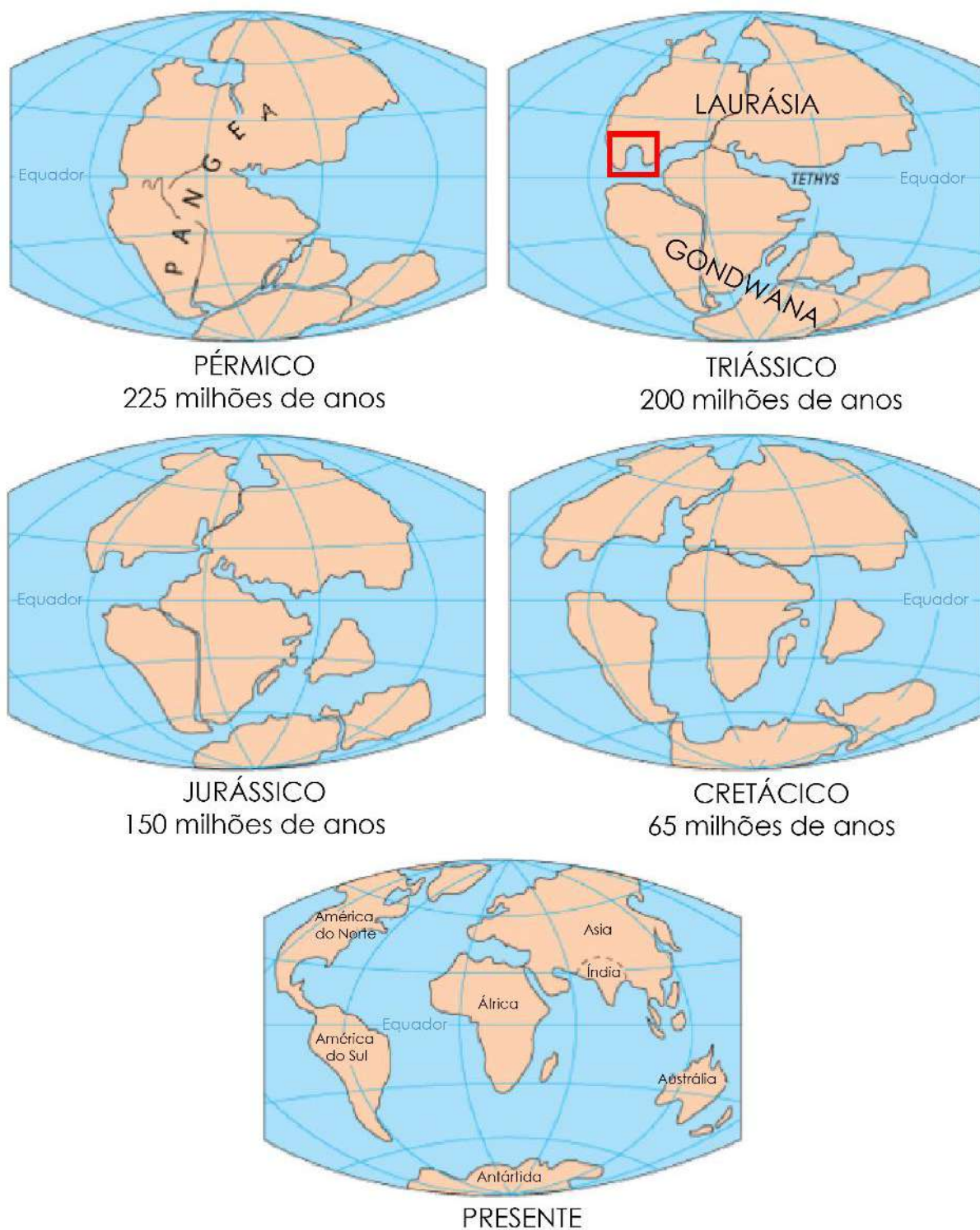


Figura 2.6. Evolução paleogeográfica dos continentes entre os 225 milhões de anos e o atual. O quadrado vermelho, indica a posição do Golfo do México no Triássico.

Tabela 2.1. Eventos relacionais entre a deriva continental e o clima global, entre o Jurássico Superior e a base do Pliocénico. Para melhor enquadramento temporal, consultar a Figura 1.1.

ERA	PERÍODO/ÉPOCA	PALEOGEOGRAFIA	PALEOCLIMA
Cenozoica	Pliocénico	Posição dos continentes, semelhante à atual.	Começou a acumular-se gelo sobre os continentes do hemisfério norte
	Miocénico Superior	Aproximação entre a Península Ibérica e o continente africano por rotação sinistrógiara da Península.	Iniciou-se o arrefecimento global
	Oligocénico	Migração da América do Sul para norte. Fecho do Istmo do Panamá e conseqüente Inibição da corrente quente circum-equatorial.	
	Eocénico Superior	Alargamento da passagem entre a América do Sul e a Antártida. Instalação de uma corrente circumpolar antártica, isolando este continente da influência das correntes quentes do Pacífico, Atlântico e Índico.	
	Eocénico Inferior	O continente antártico e a Groenlândia encontravam-se ainda livres de gelo.	Quente
	Paleocénico		
Mesozoica	Jurássico Superior (Tithoniano) a Cretácico Médio (Aptiano)	Estabelecimento de conexão entre os oceanos Pacífico e Atlântico, através do Golfo do México. Na região central do Atlântico Norte, de tendência E-W, formou-se uma corrente quente, circum-equatorial.	

CAPÍTULO 3

A VIDA NO OCEANO JURÁSSICO

AS PROVÍNCIAS OCEÂNICAS

3.1. Os sedimentos marinhos

A alteração das rochas expostas na superfície da Terra, nos continentes, dá origem a sedimentos que são transportados pelo vento, glaciares e rios, até às bacias marinhas, onde se depositam e se misturam com restos de organismos, como conchas, escamas e várias outras partes esqueléticas. As poeiras cósmicas e as cinzas de vulcões, representam também uma fonte sedimentar para as bacias marinhas (Figura 3.1). Um sedimento diz-se litogénico, terrígeno ou clástico, quando é composto por minerais e fragmentos de rochas. Pelo contrário, quando a principal componente de um sedimento são peças esqueléticas de organismos, designa-se por biogénico

ou bioclástico. O sedimento diz-se químico se é composto por minerais precipitados a partir de uma solução. As zonas depressionadas da Terra onde se depositam os sedimentos, são as bacias de sedimentação. As mais importantes bacias de sedimentação, são os fundos marinhos.

Considera-se o oceano global subdividido em várias bacias marinhas, com base em aspetos da morfologia submarina. É nas margens continentais, constituídas pela plataforma continental, pelo talude e pela elevação continental (Figuras 3.2 e 3.3), onde se acumulam cerca de 73% dos sedimentos mundiais.

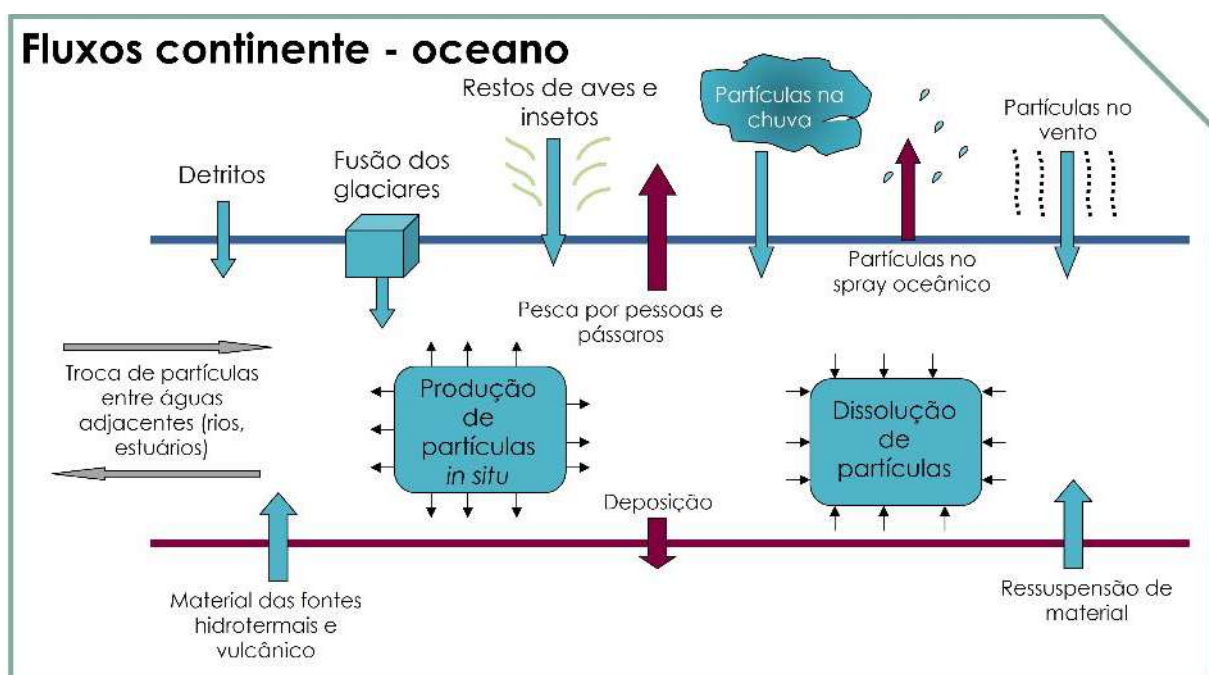


Figura 3.1. Balanço dos fluxos de partículas no oceano.

Quanto ao local onde são depositados nas bacias marinhas, os sedimentos designam-se por neríticos, hemipelágicos e pelágicos. Os sedimentos neríticos, depositam-se na plataforma continental, em água pouco profunda e têm influência terrígena (minerais e fragmentos de rocha) prove-

niente das massas continentais adjacentes (Figura 3.4). Os sedimentos pelágicos, são aqueles que se depositam suficientemente longe do litoral para não receberem influência de sedimentos terrígenos, sendo por isso principalmente biogénicos ou quimiogénicos.

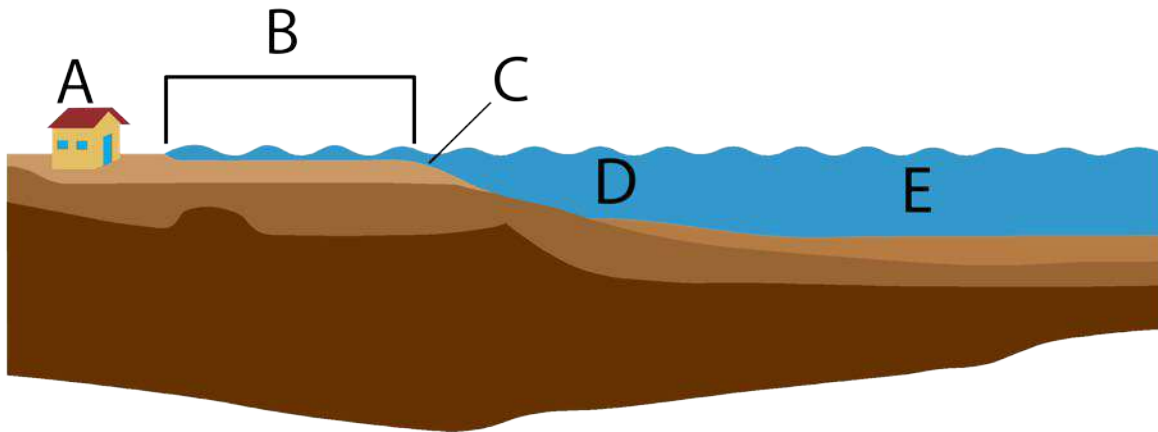


Figura 3.2. Esquema de uma margem continental, composta por plataforma continental (B), talude continental (C) e elevação continental (D), entre os domínios costeiro (A) e marinho profundo (E), com os quais estabelece trocas de massa e de energia. Ver secção 3.2 para explicações adicionais.

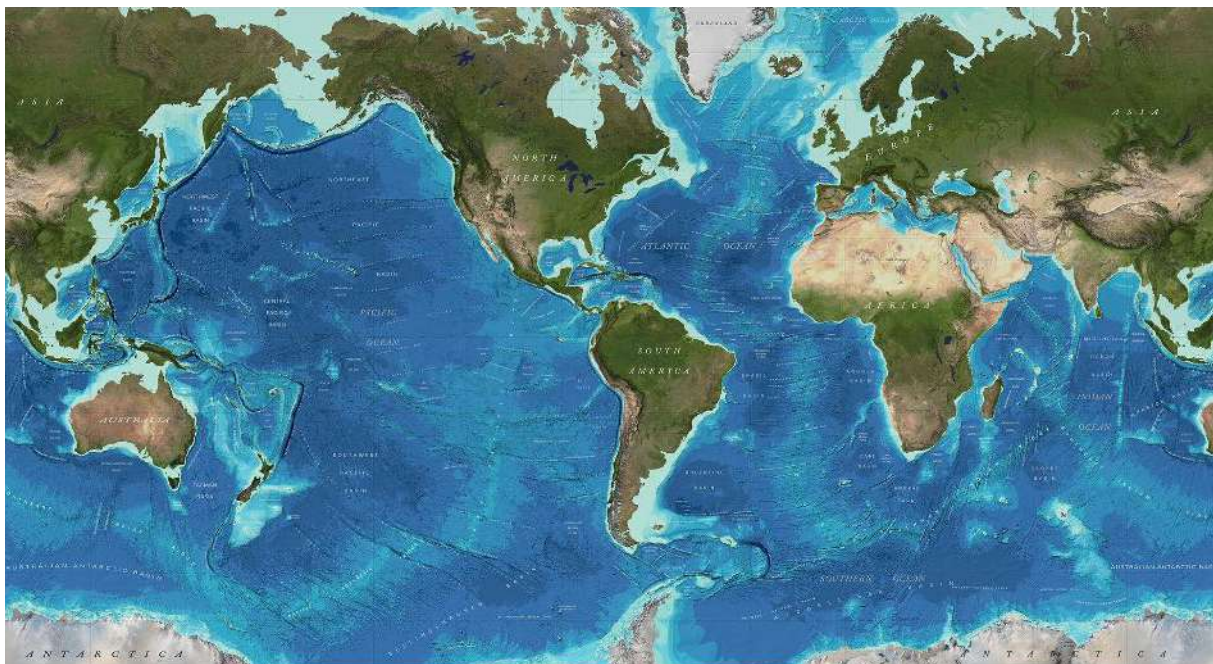


Figura 3.3. Distribuição mundial das plataformas continentais: azul mais claro junto aos continentes. No Último Máximo Glacial (UMG), há cerca de 18 000 anos, o nível médio do mar baixou entre 120 e 140 metros, pelo que, as plataformas continentais ficaram expostas. A Europa foi 40% mais vasta durante o UMG, do que presentemente.

Os sedimentos hemipelágicos, como a própria designação indica, depositam-se a profundidades intermédias entre os neríticos e os pelágicos e por isso contém elementos de ambos os domínios. São principalmente argilas com percentagens variáveis de areia e organismos pelágicos. Pertencem a este domínio, as argilas com uma componente significativa de carbonato de cálcio (CaCO_3) que dão origem às margas (até dois terços de CaCO_3 da massa total) e aos calcários margosos.

Os sedimentos pelágicos acumulam-se muito lentamente, tipicamente a uma taxa de dez centímetros em cada mil anos, isto é, se o cabelo de uma pessoa crescesse a uma taxa semelhante, ao fim de setenta anos, o cabelo teria crescido apenas sete milímetros. Individualmente, cada partícula pode demorar milhares de anos a cruzar toda a coluna de água oceânica para atingir o fundo. Porém, esta travessia é acelerada se as partículas forem integradas em partículas maiores, como por exemplo pelotas fecais (excrementos de organismos).

Quando os sedimentos se depositam acima do nível de compensação da calcite, que é a profundidade abaixo da qual a calcite se dissolve, predominam esqueletos carbonatados, (p. ex., carapaças de foraminíferos e coccolitoforídeos- Figuras 3.5 A, B e C) e designam-se por ooze carbonatadas. Abaixo do nível de compensação da calcite, as peças esqueléticas são principalmente siliciosas: ooze siliciosas (p. ex., frústulas de diatomáceas e radiolários- Figura 3.5 D, E e F). Nas zonas de baixa produtividade biológica, o sedimento que cobre o fundo oceânico é conhecido por argila vermelha dos grandes fundos (ver Figura 3.4). Esta argila tem duas fontes: (i) origem alóctone- transportada desde os continentes, por vezes desde longas distâncias; (ii) origem autóctone- sedimento residual resultante da dissolução dos carbonatos e tem a taxa de acumulação mais baixa do planeta, entre cerca de 1,1 a 1,2 gramas por centímetro quadrado em cada milénio.

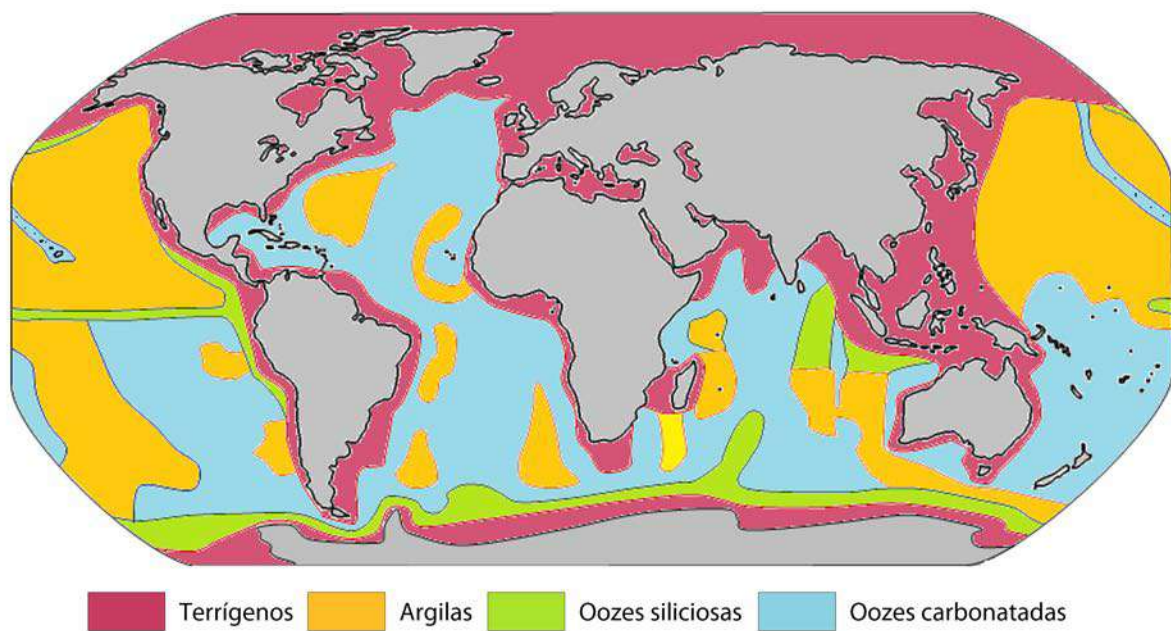


Figura 3.4. Distribuição dos sedimentos nas bacias marinhas, de acordo com as profundidades a que se depositam. Note que, os sedimentos terrígenos, ocorrem junto ao bordo dos continentes. As argilas representadas no mapa, são as argilas dos grandes fundos.

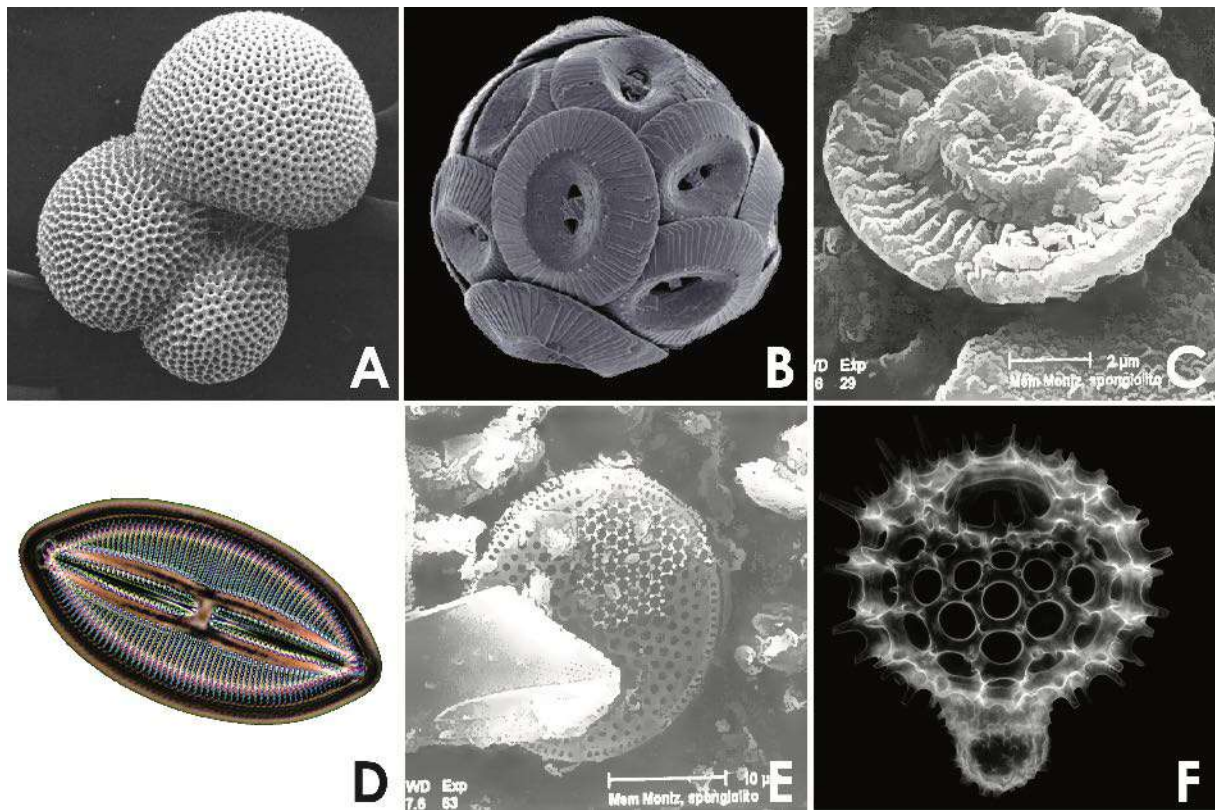


Figura 3.5. Exemplos de microrganismos que fazem parte das oozes oceânicas. Oozes carbonatadas: A: foraminífero *Globigerina*; B: coccolitoforídeo, *Coccolithus pelagicus*; C: *Coccolithus miopelagicus* da Formação de Espongolitos de Mem Moniz. Oozes siliciosas: D: diatomácea *Lyrella hennedy* (1500 de aumento); E: diatomácea da Formação de Mem Moniz; F: radiolário *Calocyclus* sp..

3.2. Plataformas continentais

As plataformas continentais, são as zonas menos profundas das bacias marinhas. Estendem-se desde a linha atingida pela maré baixa equinocial até à rutura de pendor para o talude continental (ver Figura 3.2), que ocorre tipicamente entre os 140 e os 200 metros de profundidade. A largura média mundial das plataformas continentais é de 75 quilómetros. No entanto, existem desvios a estas dimensões médias. Por exemplo, a rutura de declive da plataforma continental do continente antártico para o talude continental, ocorre entre os 300 e os 400 metros, devido à carga exercida pela calote polar.

Considerando o tipo de sedimento dominante que cobre uma plataforma continental, esta designa-

se por siliciclástica ou por carbonatada, consoante predomine a sedimentação terrígena (minerais e fragmentos de rochas) ou a carbonatada (carbonato de cálcio), respetivamente.

As plataformas continentais, podem ser alternadamente siliciclásticas e carbonatadas, dependendo das condições climáticas. No primeiro caso, significa que o clima foi suficientemente húmido para causar alteração e erosão das áreas continentais. O caudal fluvial sólido que chega ao litoral durante as fases húmidas, é mais elevado que durante os períodos climáticos secos. A abundância de sedimentos terrígenos, inibe a produtividade biológica e por isso, a formação de carbonatos.

A espessura dos sedimentos sobre as plataformas continentais depende da morfologia destas, da quantidade de sedimento disponível, da energia das ondas e das correntes que dispersam o sedimento e do contexto tectónico.

A tectónica controla o espaço de acomodação dos sedimentos, aumentando localmente o espaço disponível devido a subsidência ou, pelo contrário, reduzindo-o devido a soerguimento. Estes processos são locais e geram sub-bacias de sedimentação, como aconteceu no Jurássico, na Bacia do Algarve, quando se formaram duas sub-bacias, uma ocidental e outra oriental, separadas pelo alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz. A sub-bacia oriental, entre Lagoa e Tavira foi vincadamente subsidente ao longo do Jurássico, gerando sequências sedimentares com centenas de metros de espessura.

É graças à subsidência, que a espessura dos sedimentos acumulados numa plataforma continental, pode exceder a profundidade da coluna de água, sem que a bacia se extinga. Se a profundidade da água sobre a plataforma, varia em média entre 140 e 200 metros, só o afundamento do fundo marinho (subsidência) pode justificar a acumulação continuada de várias centenas de metros de sedimento em ambiente relativamente constante como o demonstra a paleoecologia dos organismos fósseis.

A energia das ondas e correntes, é também um dos parâmetros que influencia a espessura da cobertura sedimentar sobre as plataformas continentais. Presentemente, a norte do Canhão da Nazaré, a plataforma continental portuguesa recebe o contributo de numerosos rios. Porém, a energia das ondas e correntes é elevada e a dispersão do sedimento excede o suprimento, pelo que, a cobertura sedimentar é pouco espessa. Por con-

traste, a menos energética plataforma continental do Algarve, mantém uma espessa cobertura sedimentar, apesar do escasso contributo fluvial.

Após depositados, os sedimentos transformam-se em rochas sedimentares, passando por uma série de transformações físicas e químicas (diagéneses). À semelhança da classificação dos sedimentos que lhes deram origem, as rochas sedimentares designam-se por terrígenas ou clásticas, bioclásticas e químicas.

Os calcários, são as rochas químicas mais comuns em todo o mundo, formados por precipitação de carbonato de cálcio (calcite - CaCO_3) a partir da água do mar. Por vezes, o magnésio (Mg) substitui o cálcio (Ca) nos cristais de calcite, para formar o mineral dolomite que é um carbonato duplo de cálcio e magnésio, [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. A génesis dos calcários constitui o maior sumidouro de carbono, desempenhando um papel fundamental no ciclo do carbono e por isso no clima. A precipitação da calcite a partir da água, pode ser inorgânica, mas é sobretudo o resultado da atividade biológica. Mais de 90% do calcário mundial é de origem bioquímica, isto é, resultou da precipitação de calcite mediada por processos metabólicos. Deste modo, podemos classificar os calcários como rochas bioquímicas.

As rochas sedimentares geradas no oceano, têm geralmente abundantes fósseis (macro e micro) que são utilizados como indicadores paleoambientais, isto é, permitem fazer inferências sobre os ecossistemas do passado. Esta reconstituição paleoecológica, baseia-se no “Princípio do Uniformitarismo” ou das “Causas Atuais”, teoria segundo a qual, o presente é a chave do passado. Esta teoria foi formulada por James Hutton (1726-1797), que é muitas vezes referido como o “pai da geologia moderna”. James Hutton (ver Figura 1.4), um agricultor e naturalista

Escocês, era um observador atento das rochas, das suas estruturas e dos processos que moldam a paisagem. Por exemplo, observou que, os caranguejos predadores dos bivalves e gastrópodes do Indo-Pacífico, possuem pinças mais robustas que os seus parentes atlânticos, porque as suas presas possuem também conchas robustas, uma vez que, a precipitação do carbonato de cálcio em águas quentes é facilitada. Este conhecimento da ecologia atual, é transposto para a paleoecologia, assumindo que a relação causal entre a morfologia das presas e a dos predadores, se relacionaram diretamente tal como acontece no presente.

3.2.1 Plataformas continentais siliciclásticas

Nas plataformas continentais siliciclásticas, muito influenciadas pelos sedimentos provenientes das massas continentais adjacentes, acumulam-se os minerais e os fragmentos de rocha provenientes da erosão das formações rochosas expostas à ação dos agentes transformadores da superfície da Terra: chuva, gelo, vento, temperatura e seres vivos. Os sedimentos terrígenos são misturados com restos de organismos, dispersos pelas ondas e correntes e podem mesmo ser transferidos para maior profundidade, deslizando ao longo do talude continental (ver Figura 3.2). Como a designação indica, nas plataformas siliciclásticas predominam sedimentos compostos por sílica, como por exemplo o quartzo.

O quartzo (Figura 3.6 F), que é um silicato (SiO_2), é um mineral ubíquo que ocorre em quase todas as rochas da crosta terrestre, à exceção das rochas ultrabásicas que são rochas muito ricas em ferro (Fe) e magnésio (Mg) e com

menos de 45% de SiO_2 . A título de exemplo, o peridotito (Figura 3.6 B) é uma rocha ultrabásica, composta em alguns casos, unicamente por olivina que é um mineral ferromagnésiano (Figura 3.6 A). O sienito nefelínico de Monchique (Figura 3.6 C), é uma rocha básica, onde o quartzo está ausente.

O quartzo, é um mineral muito resistente, o que, aliado à sua abundância, faz dele o mineral mais comum nas praias e plataformas siliciclásticas de todo o mundo (Figura 3.6 D). Os feldspatos, um grupo de minerais também muito abundantes nas rochas da crosta terrestre, são, contudo, muito vulneráveis, que dificilmente resistem à dissolução. O facto de referirmos feldspatos na forma plural em vez da forma singular como para o quartzo, significa que formam um grupo com variação na composição (dentro de certos limites), não perdendo porém, as suas características comuns de composição e estrutura. Por exemplo, falamos de feldspato potássico, feldspato sódico e feldspato cálcico. Muitos outros minerais (Figura 3.6 G, H e I), mais ou menos resistentes, contribuem para a cobertura sedimentar das plataformas siliciclásticas, mas é o quartzo que predomina. A presença de grãos de minerais menos resistentes à alteração, como olivinas, granadas, micas e piroxenas, depende da ocorrência de rochas-mãe nas proximidades. É o caso dos Açores, onde, as arribas de rocha vulcânica, vertem diariamente para as praias esses minerais (Figura 3.6 E) muito vulneráveis à meteorização química, porque nasceram em ambientes quentes e de elevada pressão no interior da Terra, muito diferentes das condições de superfície. No entanto, não significa que sejam minerais brandos.



Figura 3.6. A: cristal de olivina; B: peridotito. A cor verde é-lhe conferida pela elevada quantidade de olivina; C: sienito nefelínico de Monchique uma rocha básica de composição peculiar, única no mundo; D: Praia da Galé, Algarve, onde o mineral predominante é o quartzo; E: Praia de Monte Velho, Açores. Em último plano vê-se a arriba talhada em basalto, que é uma rocha vulcânica; F: cristais de diversas variedades de quartzo; G: minerais ferromagnesianos da ilha vulcânica do Fogo, Cabo Verde; H: areia de Búzios, Brasil, fotografada em microscópio. Os minerais rosados, são granadas; I: areia da Ilha de Reunião fotografada em microscópio. Os minerais verdes são olivinas.

3.2.2 Plataformas continentais carbonatadas

Nas plataformas continentais carbonatadas, os sedimentos são maioritariamente biogénicos (de origem biológica), resultantes da acumulação de peças esqueléticas de organismos, como conchas de bivalves e gastrópodes, espículas de espongiários, espículas e fragmentos de carapaça de

ouriços-do-mar, carapaças de foraminíferos e fragmentos de corais, entre muitos outros elementos de natureza biológica. As plataformas carbonatadas, ocorrem em regiões do globo onde os parâmetros ambientais favorecem a precipitação de carbonato de cálcio.

Um exemplo de plataformas carbonatadas, são aquelas onde se instalaram edifícios recifais compostos por diversas espécies de coral e outros organismos sésseis construtores de esqueletos externos carbonatados, como por exemplo crinóides (lírios do mar), esponjas, rudistas e mesmo microrganismos. Estes extraordinários e complexos ecossistemas, têm como fatores limitantes ao seu desenvolvimento, a turbidez (transparência), a temperatura e a acidez da água.

São exemplos de modernas plataformas carbonatadas, a grande barreira recifal na Austrália, o atol do Belize (América Central), os bancos de coral das Bahamas (América Central), e os recifes da Papua Nova Guiné (Figura 3.7).

Todas estas regiões têm algo em comum: situam-se na margem ocidental dos oceanos, não recebem contributo sedimentar importante dos rios e localizam-se na faixa tropical de águas superficiais tépidas (Figura 3.8). A sua localização na margem ocidental dos oceanos, deve-se à circulação oceânica na superfície, que transporta a água quente de este para oeste. Para compensar a água que viajou para oeste, empurrada pelo vento, sobe a água fria das camadas mais profundas do oceano (correntes de *upwelling* ou afloramentos costeiros). As zonas de afloramentos costeiros, são de elevada produtividade biológica, porque a água fria vinda das profundezas, é muito rica em nutrientes, designadamente sílica, nitratos e fosfatos. Estas regiões contri-

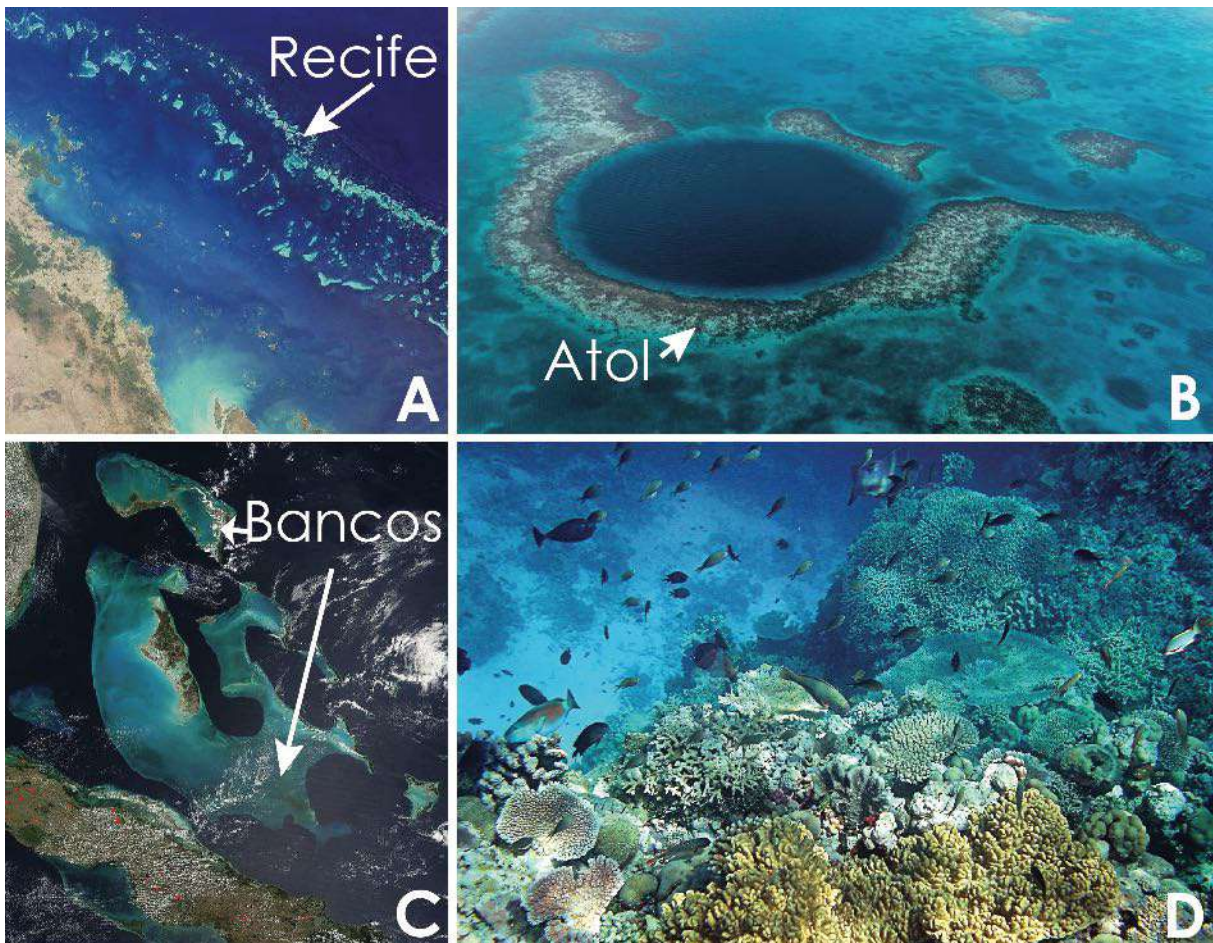


Figura 3.7. A: Grande Barreira Recifal Australiana; B: atol do Belize; C: bancos de coral das Bahamas; D: recife de coral na Papua Nova Guiné.

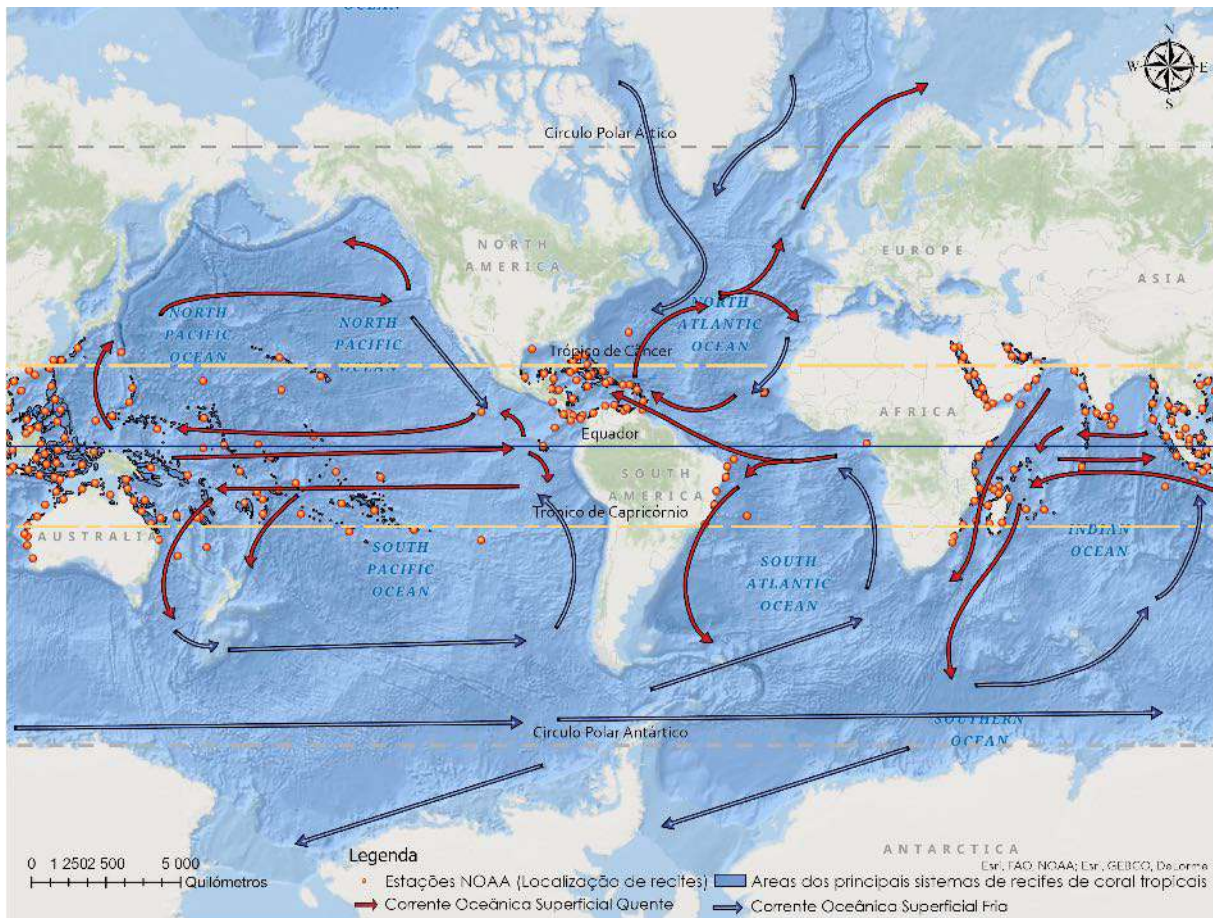


Figura 3.8. Distribuição global dos recifes de coral (círculos vermelhos) e as correntes oceânicas superficiais.

buem com mais de 20% para a captura mundial de peixe marinho. Porém, não são regiões que favoreçam a precipitação de carbonato de cálcio, quer pela temperatura baixa, quer pela elevada turbidez.

A água do oceano contém sessenta vezes mais dióxido de carbono (CO_2) do que a atmosfera, e este gás, dissolve-se mais facilmente em água fria do que em água quente. A água fria, com mais CO_2 dissolvido, é por isso mais ácida que a água quente e, conseqüentemente, tem mais capacidade para dissolver o carbonato de cálcio. Pelo contrário, a precipitação deste composto a partir da água do mar, é favorecida em água quente. É por este motivo que as conchas de bi-

valves e de gastrópodes de águas tépidas, têm ornamentação mais exuberante que os exemplares de águas frias (Figura 3.9).

Um outro fator limitante da distribuição das edificações recifais, é a transparência da água. Os corais vivem em simbiose com algas fotossintéticas (Zooxantelae), que exigem água transparente que permita a penetração da luz solar. Estas algas, que vivem nos tecidos dos animais, captam o dióxido de carbono dissolvido na água, para a realização de fotossíntese, pelo que, a água fica menos ácida, favorecendo a precipitação de carbonato de cálcio. Deste modo, nas plataformas continentais onde desagüam rios carregados de sedimento que tornam a água muito turva, não se formam recifes, mesmo que se situem na



Figura 3.9. Conchas bem ornamentadas e coloridas características de águas tépidas (esquerda) e fragmento de coral (direita).

zona tropical, como é o caso da área oceânica adjacente ao estuário do Rio Amazonas.

Os corais hermatípicos, isto é, construtores de edificações de grande dimensão, são organismos coloniais que vivem na zona fótica de águas límpidas cuja temperatura não desce aquém dos 20°C. Mas, apenas cerca de metade do edifício é matéria sólida. A outra metade, compõe-se de poros preenchidos por água, diversos organismos como algas e esponjas e fragmentos dos esqueletos de todos os moradores no recife, incluindo dos próprios corais. Muitos destes pedaços resultam da atividade predatória de peixes, crustáceos e esponjas. Os fragmentos desintegram-se em partículas cada vez mais

finas até atingirem a dimensão inferior ou igual a quatro micrómetros (um micrómetro é a milésima parte do milímetro). Este sedimento carbonatado tão fino, designa-se por vasa micrítica. O conjunto de bioclastos (fragmentos de origem biológica - Figura 3.10 A, B, C e B, resultantes da quebra do recife (bioherme) acumulam-se na sua periferia e o seu conjunto designa-se por biostroma.

Algo que surpreende no Planalto do Escarpão, é a vastíssima área coberta por fragmentos do edifício recifal formando verdadeiras brechas recifais (Figura 3.10 E, F e G), quando comparada com a escassa quantidade de biohermes (ainda não identificados como tal).

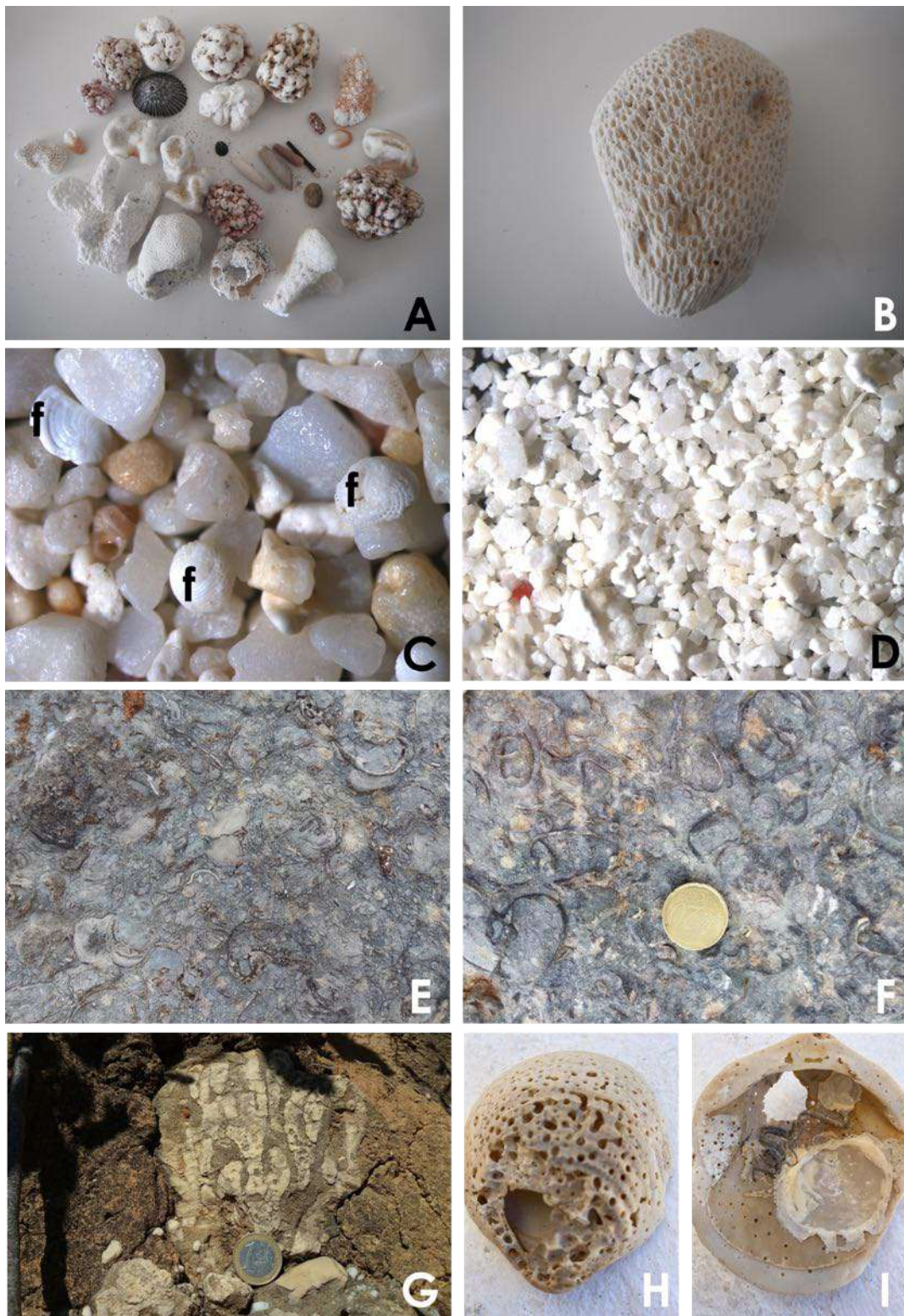


Figura 3.10 A: bioclastos recolhidos numa praia havaiana, resultantes da quebra do recife adjacente: fragmentos de diversas espécies de coral, gastrópodes e espículas de ouriço-do-mar; B: fragmento de coral; C: areia de uma praia em Cuba, constituída por grãos de quartzo e bioclastos (f-foraminíferos); D: areia de uma praia nas Maldivas, inteiramente bioclástica; E e F: brecha recifal, com fragmentos de estromatoporóides, esponjas e rudistas (Formação de Escarpão); G: fóssil de coral (Formação de Escarpão); H: concha de bivalve atual intensamente bioperfurada facilitando a sua quebra; I: face ventral da mesma concha que em H, mostrando que serviu de substrato para a fixação de outros organismos. Por este motivo, a identificação dos fósseis nem sempre é fácil.

3.3. Morfologia das plataformas carbonatadas

Nas secções 3.2.1 e 3.2.2, as plataformas continentais foram distinguidas quanto ao tipo de sedimento que as cobre. Nesta, as plataformas carbonatadas são descritas quanto à sua morfologia (forma) e hidrodinamismo (ondas, marés e correntes) e recebem especial atenção, porque, no seu conjunto, o Planalto do Escarpão é uma paleo-plataforma carbonatada do Jurássico Superior.

3.3.1 Domínio nerítico

Atendendo à morfologia, as plataformas carbonatadas podem ser classificadas, como rampas, orladas, epíricas, isoladas e submergidas. No caso das rampas, o declive é muito suave, inferior a $0,1^\circ$ e os processos são semelhantes aos de uma plataforma continental aberta, com deposição detrítica, isto é, uma mistura de elementos lito e biogénicos. Por este motivo, não se desenvolvem edificações recifais de grandes dimensões (ver secção 3.2.2). Quando as rampas carbonatadas têm declive constante designam-se por homoclinais. As plataformas orladas (p. ex., plataforma continental da Florida e do Belize), são mais inclinadas que as rampas, com desenvolvimento de recifes no bordo da plataforma continental, que protegem do ataque direto das ondas uma laguna no lado continental. As plataformas carbonatadas epíricas (p. ex., Murray Basin South Australia), são geralmente extensas, com acumulação de sedimentos carbonatados e com vários terraços de maré e lagunas. As plataformas isoladas, devem esta designação ao facto de estarem separadas da influência continental por uma qualquer estrutura. Um exemplo de plataforma carbonatada isolada são as Bahamas, onde os bancos recifais estão isolados da influência detrítica continental, por um canal profundo. As plataformas carbonatadas submergidas localizam-se em regiões subsidentes, pelo que, o recife vai perecendo à medida que fica abaixo da zona fótica (zona de penetração da luz solar). Por este motivo, a produção de carbonato nas plataformas carbonatadas é sensível à subsidência do fundo marinho.

As rampas carbonatadas subdividem-se de acordo com os fatores hidrodinâmicos que controlam a distribuição dos sedimentos (Figura 3.11), em: (i) rampa interna: a sedimentação é costeira, incluindo depósitos de face de praia, bancos de areia e depósitos intermareais. O regime de marés desempenha um papel importante na arquitetura das fácies sedimentares da rampa interna; (ii) rampa intermédia: afetada por tempestades, com remobilização dos sedimentos e posterior redeposição. A gradação positiva e a estratificação cruzada, são aspetos que caracterizam as fácies sedimentares desta zona da plataforma. Quando os sedimentos são agitados pelas ondas, eles voltam a depositar-se durante o período de acalmia. Primeiro os mais pesados e sucessivamente os mais finos. Esta disposição dos grãos, dos mais grosseiros na base e dos mais finos no topo, designa-se por gradação positiva; (iii) rampa externa, somente atuada por tempestades de elevada magnitude ou eventualmente tsunamis.

Os domínios da rampa externa e da bacia, localizam-se abaixo do nível de base das ondas, que é a profundidade abaixo da qual já não se fazem sentir. No entanto, a rampa externa pode ser atuada por tempestades de grande magnitude. Os sedimentos são finos, geralmente sem evidência de remobilização. Porém, embora raramente, podem ocorrer tempestitos, que são depósitos resultantes da remobilização do sedimento por ondas de grande potência. Nestes eventos altamente energéticos, incluindo tsunamis, podem

ser transportados para estes domínios de rampa externa e bacia, litoclastos (fragmentos de rochas e minerais) e fragmentos de organismos diversos, provenientes das rampas intermédia e interna (Figura 3.11). Na bacia, os depósitos sedimenta-

res não apresentam evidência de remobilização. Aqui, a deposição pode ser siliciclástica (principalmente quartzo), enquanto que, simultaneamente, nas zonas menos profundas das rampas, na zona fótica, a sedimentação é carbonatada.

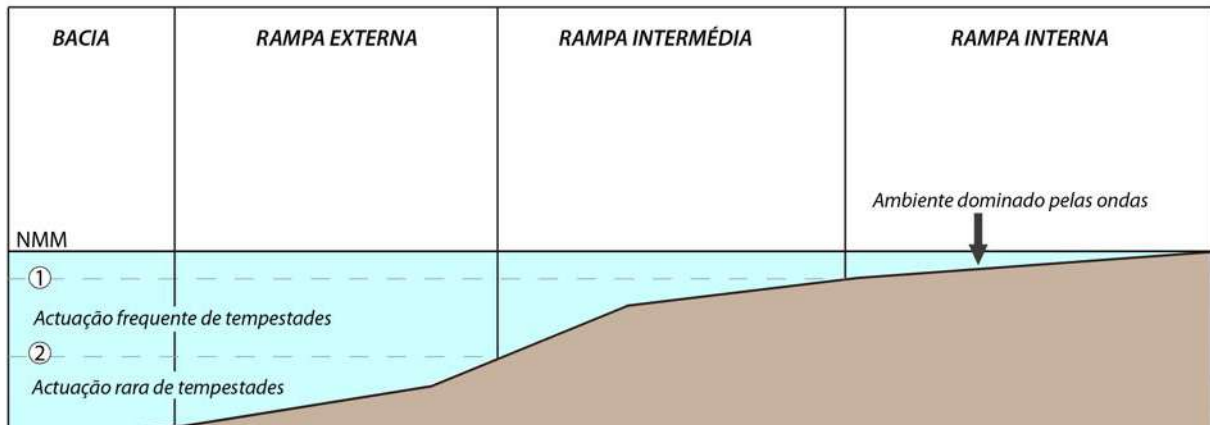


Figura 3.11. Representação esquemática de uma rampa carbonatada homoclinal e das suas subdivisões. NMM: nível médio do mar; 1: nível base das ondas pouco energéticas; 2: nível base das ondas muito energéticas.

3.3.2. Domínio pelágico

O domínio pelágico, corresponde à massa de água oceânica, habitada por organismos que não dependem do fundo marinho, como por exemplo peixes, lulas, golfinhos e diversos microrganismos, entre muitos outros.

as amonites eram lentas e viviam em ambientes não muito oxigenados, para se esconder dos predadores. As belemnites parecem ter sido mais rápidas que as amonites, mas algumas foram provavelmente tão lentas como os modernos choccos.

As amonites e as belemnites foram cefalópodes pelágicos abundantes no oceano jurássico, tal como são hoje abundantes as suas parentes lulas e choccos. As amonites, têm descendentes que ainda vivem no Indo-Pacífico, embora sejam considerados “fósseis-vivos” para acentuar a sua raridade: os nautilóides (Figura 3.12). A julgar pela sua morfologia,

A partir do Mesozoico, principalmente no Jurássico Superior e no Cretácico, os microrganismos componentes do fitoplâncton (dinoflagelados, colitoforídeos e diatomáceas - ver figura 3.13), substituíram as algas verdes eucariotas (com membrana nuclear), como organismos predominantes na zona fótica, em ambientes marinhos.

Figura 3.12. Nautilóides- moluscos cefalópodes, caracterizados por uma grande concha externa. A: fotografia de *Nautilus macromphalus*; B: concha de nautilóide.



Este enorme desenvolvimento do fitoplâncton, é conhecido como a *Revolução Mesozoica do Fitoplâncton*. A par com este desenvolvimento, o zooplâncton (alimenta-se de fitoplâncton), composto por radiolários, foraminíferos e tintinídeos (ver Figura 3.13), diversificou-se a partir de formas pré-existentes e surgiram novas espécies.

O plâncton fóssil preservado nos calcários depositados nas plataformas continentais do Jurássico, aponta para a existência de dois momentos de intensa produtividade no Oceano Atlântico Central, um no Tithoniano (final do Jurássico Superior, ca. 145 milhões de anos) e outro no Cenomaniano (base do Cretácico Superior, 100,5 – 93,9 milhões de anos) (Figura 3.13).

Enquanto os dinossauros se diversificavam após a dramática extinção em massa do final do Triássico e desenvolviam as suas atividades nas zonas costeiras, lagunas, lagos e florestas, no oceano, os invertebrados bentónicos, como por exemplo, gastrópodes, bivalves e cefalópodes, sofreram também alterações significativas na sua evolução, durante a designada “*Revolução*

Mesozoica do Fitoplâncton”, provavelmente em consequência da alteração das teias alimentares.

No registo fóssil ao longo do Mesozoico, existem fortes evidências do aumento de predação. Os invertebrados marinhos para se defenderem dos predadores, adaptaram a sua morfologia e conquistaram novos habitats, quer desenvolvendo espinhos, engrossando as conchas ou enterrando-se no sedimento. As amonites e os crinóides fósseis mostram marcas inequívocas de predação.

A proliferação de plâncton calcário em dois momentos da Era Mesozoica (Tithoniano e Cenomaniano), teve como consequência a deslocação da precipitação de carbonato de cálcio, de ambientes pouco profundos, para ambientes mais profundos nas bacias marinhas. Isto aconteceu porque, para além da temperatura e da salinidade, a produtividade biológica é também importante na taxa de produção de carbonato. Esta alteração na distribuição da produção de sedimentos carbonatados, teve consequências no ciclo global do carbono e por isso, no clima.

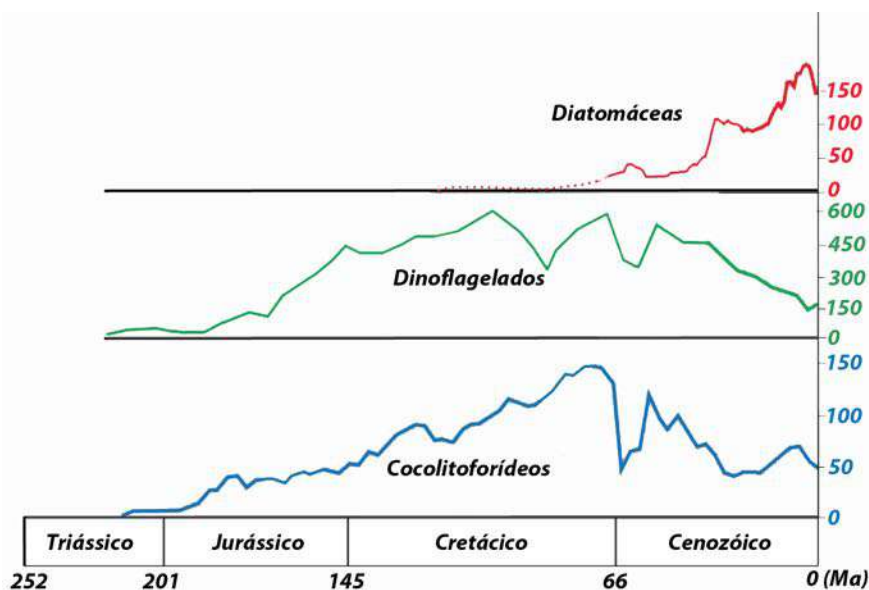


Figura 3.13. Evolução do número de espécies fitoplanctônicas durante o Mesozoico e o Cenozoico (ver tabela cronos-tratigráfica da Figura 1.1). No eixo horizontal, Ma= milhões de anos. No eixo vertical: número de espécies.

CAPÍTULO 4

PLANALTO DO ESCARPÃO - UMA JANELA COM VISTA PARA O OCEANO JURÁSSICO

4.1. Planalto do Escarpão

Planalto é uma forma de relevo constituída por uma superfície elevada com o topo aplanado. O que diferencia o planalto da planície (superfície plana) é que, no primeiro caso, as ribeiras e rios correm encaixados no substrato, enquanto que na planície, correm superficialmente.

Em pleno Barrocal do Algarve, no extremo norte do território que pertence ao Concelho de Albufeira, eleva-se até cerca de 130 metros um planalto com o nome de Escarpão (Figura 4.1).

Esta designação evoca uma escarpa que impressiona pela sua dimensão. De facto, assim é. A Ribeira de Quarteira, entalhou profundamente o seu vale na pilha de rochas do Jurássico Superior, que são o suporte físico do Planalto do Escarpão (Figura 4.2 A e B). É por este motivo que, ao descer as vertentes escarpadas do vale da Ribeira de Quarteira, a partir do topo do Planalto, “mergulhamos” cada vez mais no tempo e nas profundezas do oceano Jurássico (Figura 4.2 C).

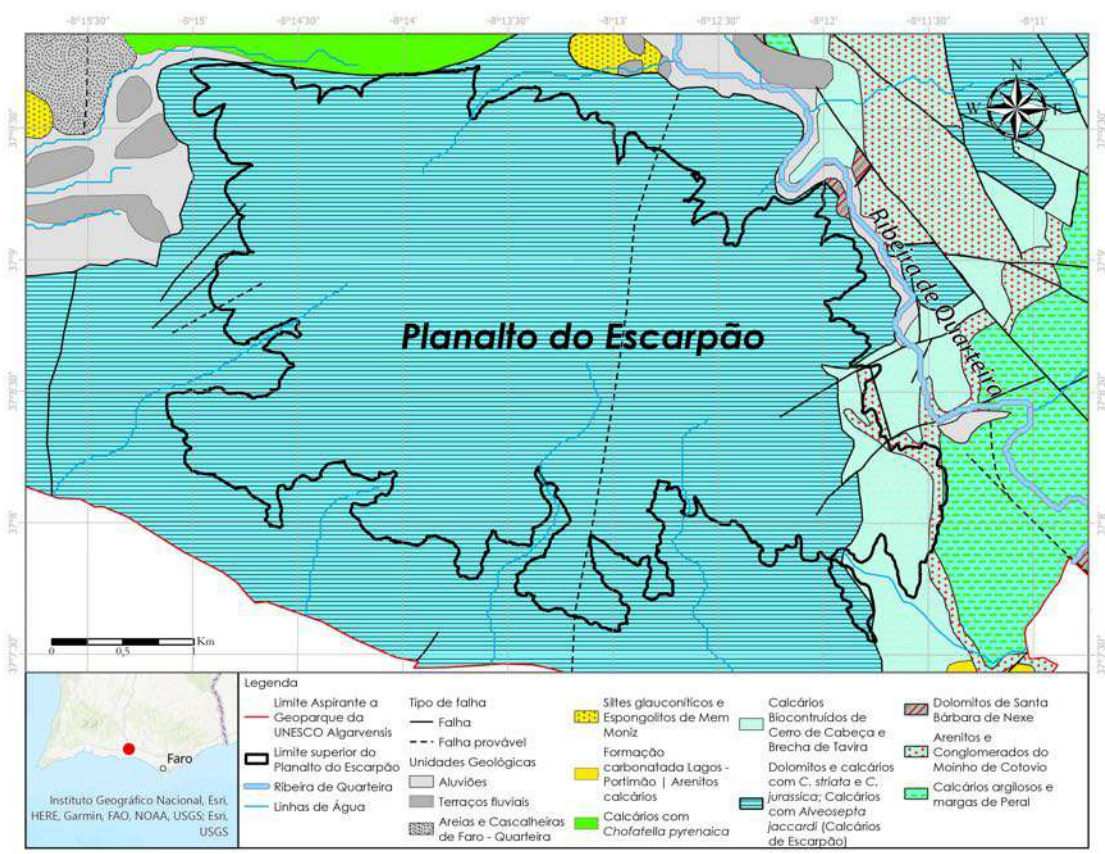


Figura 4.1. Localização e geologia do Planalto do Escarpão.

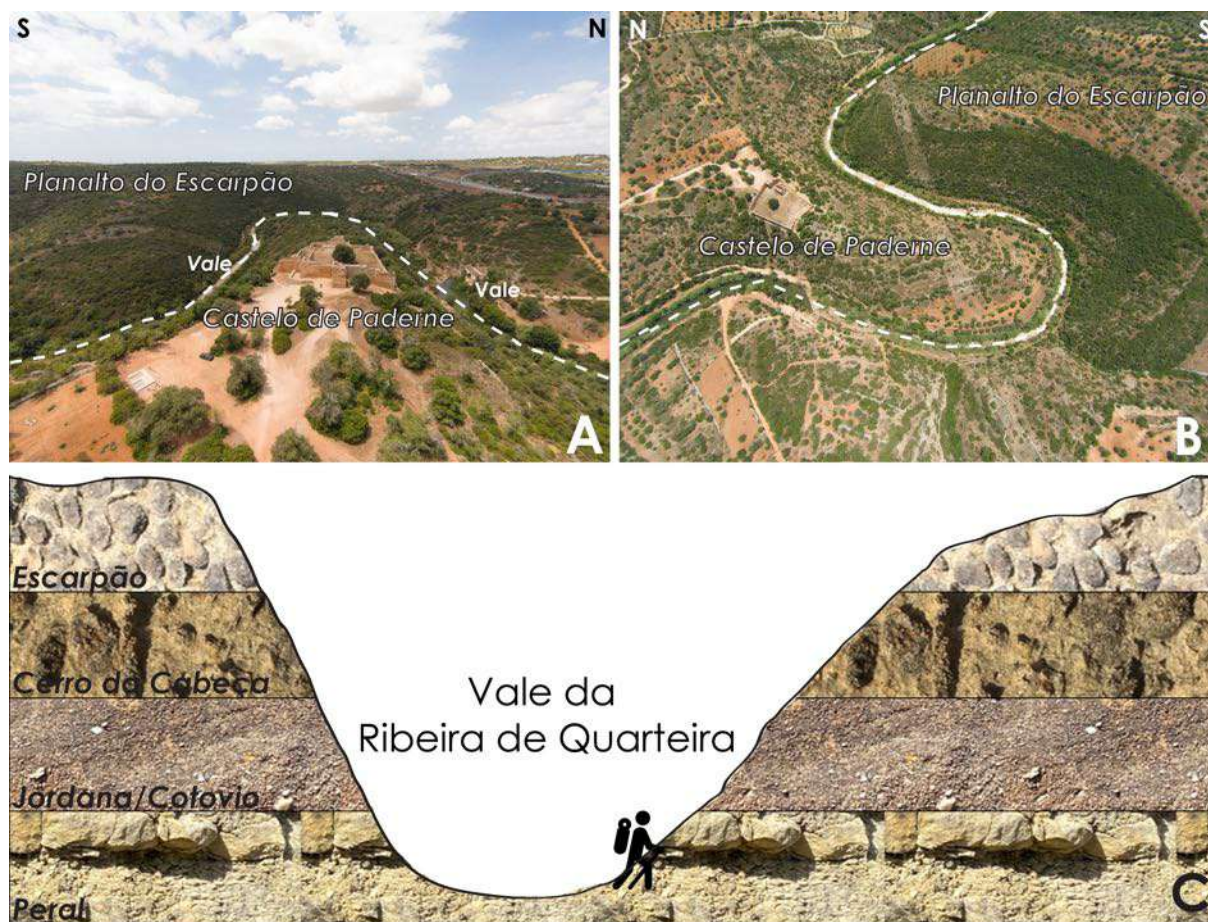


Figura 4.2. A e B: Fotografias do Planalto do Escarpão centradas no Castelo de Paderne abraçado pelo meandro (curva) da Ribeira de Quarteira. C: Esquema (sem escala) da estratigrafia das formações geológicas no Planalto do Escarpão e do modo como são intersectadas pelo vale da Ribeira de Quarteira.

O Planalto do Escarpão, oferece a possibilidade de observar e estudar a mais completa sequência sedimentar do Jurássico Superior do Algarve oriental (Figura 4.3). São cinco as formações geológicas expostas no Planalto do Escarpão (Figuras 4.2 e 4.3) da mais antiga, e por isso no fundo do vale, para a mais recente no topo do Planalto: Formação de Peral, Formação de Jordana, Formação de Cerro da Cabeça, Formação de Escarpão e Formação de Calcários com *Anchispirocyclina lusitanica* (foraminífero).

Formação, é uma entidade geológica de dimensões cartografáveis, que, pelas suas características litológicas, paleontológicas e estruturais pode ser individualizada das unidades adjacentes, e teste-

munha o ambiente onde se formou. Importa aqui referir que, o comportamento tectónico da Bacia do Algarve ao longo do Jurássico, com a individualização de duas sub-bacias, dificulta a correlação entre as formações da sub-bacia ocidental e as da sub-bacia oriental, separadas pelo alto estrutural Budens - Lagoa/Algoz (superfície elevada devido a movimentação tectónica).

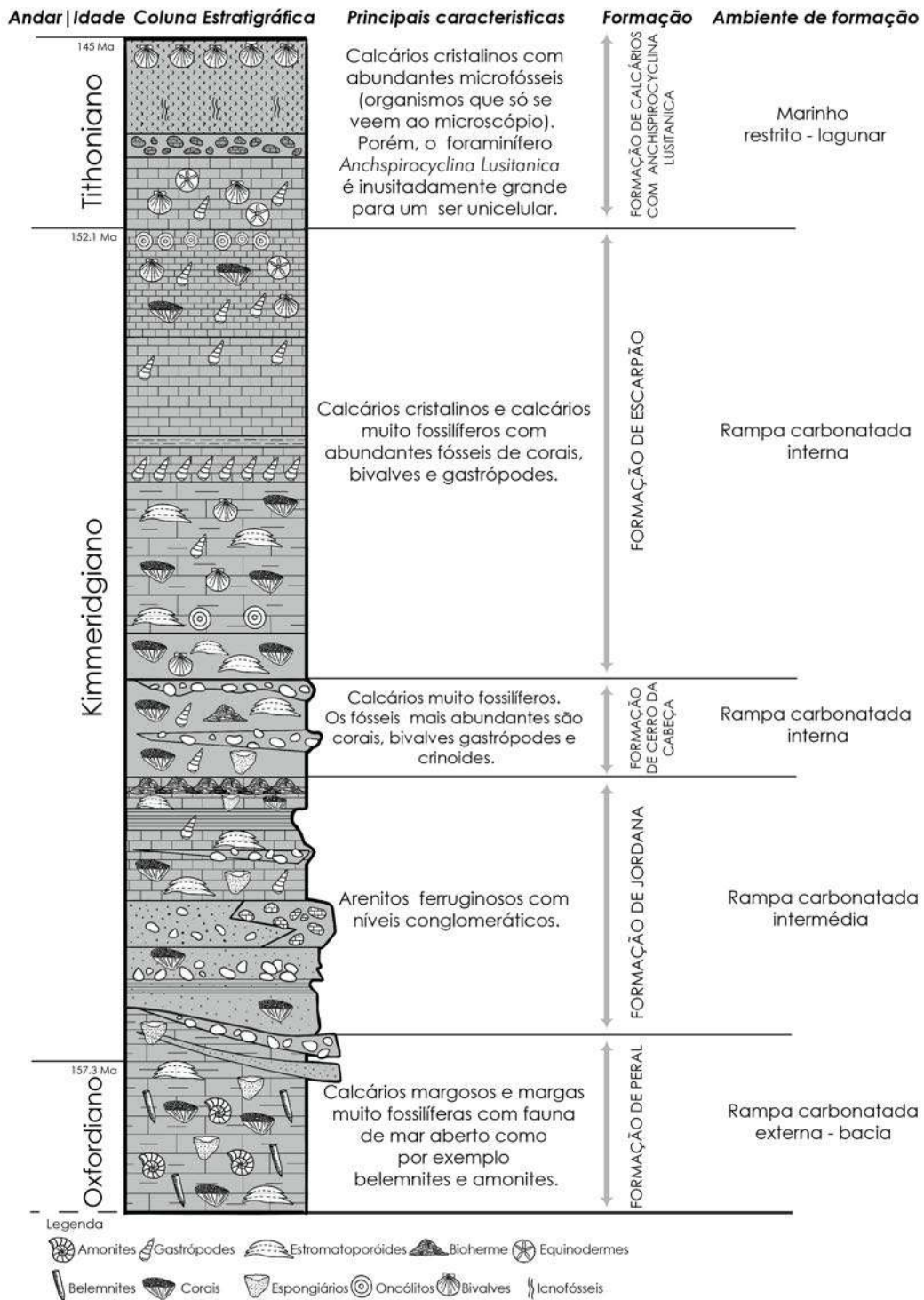


Figura 4.3. Coluna litoestratigráfica das formações geológicas que constituem o substrato físico do Planalto do Escarpão.

A ocidente, a deposição decorreu principalmente em água profunda, enquanto que, a oriente (Lagoa/Algoz – Tavira), a deposição decorreu em domínio de plataforma continental. Esta sub-bacia oriental, sofreu alternadamente subsidência

e emersão, pelo que, a par com as transgressões e regressões marinhas, resultou numa profusão de diferentes fácies sedimentares. Por este motivo, nem sempre é fácil perceber as relações geométricas entre as formações.

Esta arquitetura das fácies sedimentares organizadas em sub-bacias, não é somente atributo da Bacia do Algarve. Uma fase de *rifting* (tectónica extensional) ocorrida no Jurássico Superior, entre o final do Oxfordiano e o Início do Kimmeridgiano, na Bacia Lusitânica (região ocidental entre Aveiro e o Cabo Espichel), conduziu à formação de diversas sub-bacias com preenchimentos sedimentares em ambientes diferentes, como indicam as palinofácies (associações de pólenes) e outros organismos fósseis.

Com base nos fósseis, composição e figuras sedimentares, foram identificadas no Planalto do Escarpão cinco formações que são a seguir caracterizadas, da mais antiga para a mais recente.

4.2. Formação de Peral

A Formação de Peral, exposta no Planalto do Escarpão, é composta principalmente por sucessões de margas e calcários margosos com frequentes fósseis de amonites e belemnites (cefalópodes - Figuras 4.4 e 4.5) e ainda por camadas de calcários micríticos (calcário formado quase inteiramente por pequenos cristais de calcite (4 a 31 micrómetros). Algumas camadas contêm estruturas estromatolíticas. Do conteúdo microfossilífero, fazem parte alguns organismos pelágicos como coccolitoforídeos e dinoflagelados (Figura 4.5).

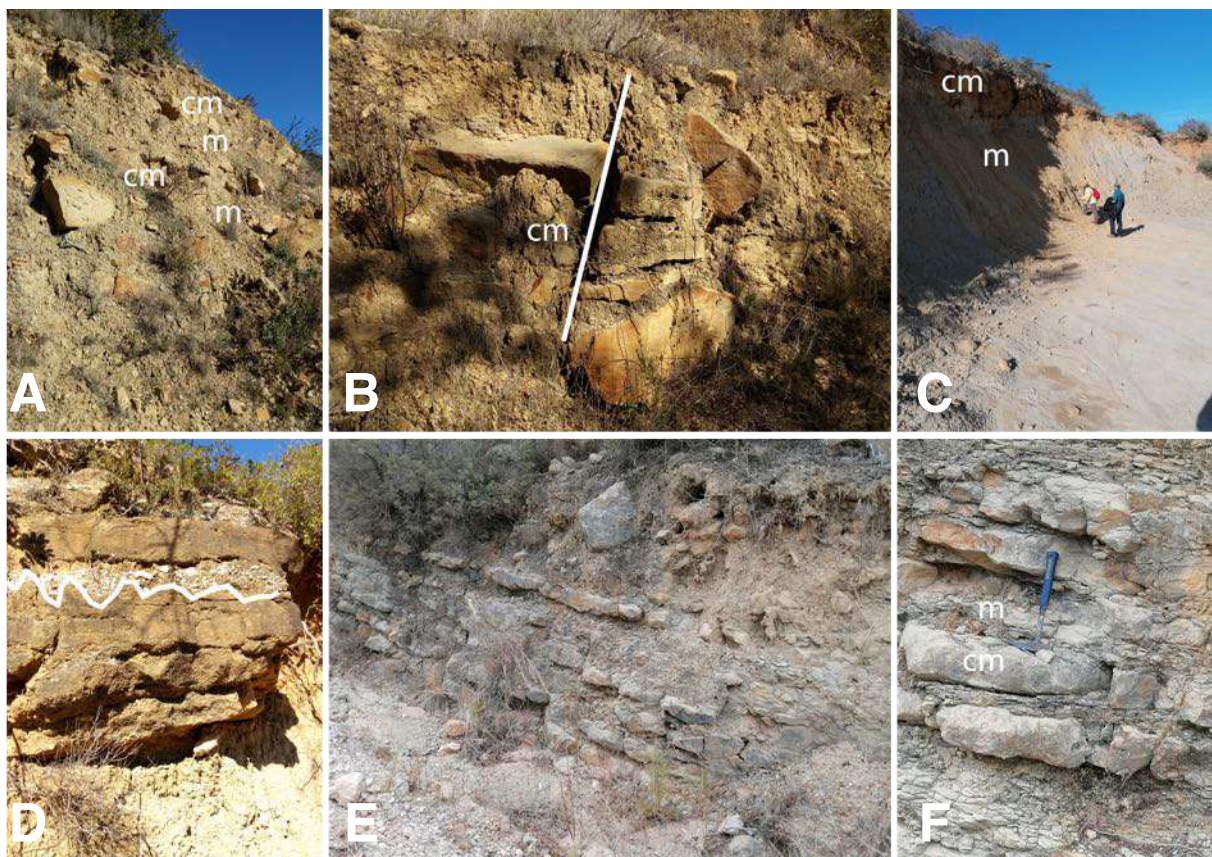


Figura 4.4. Fotografias de campo da Formação de Peral, expondo a sucessão entre margas (m), algumas com folheação (fotografias E e F) e calcários margosos (cm). Em B, é visível uma falha (linha branca) que desloca as camadas. Na fotografia D, observa-se um depósito clástico de seixos, com contacto erosivo sobre a camada inferior, evidenciado pela linha branca.

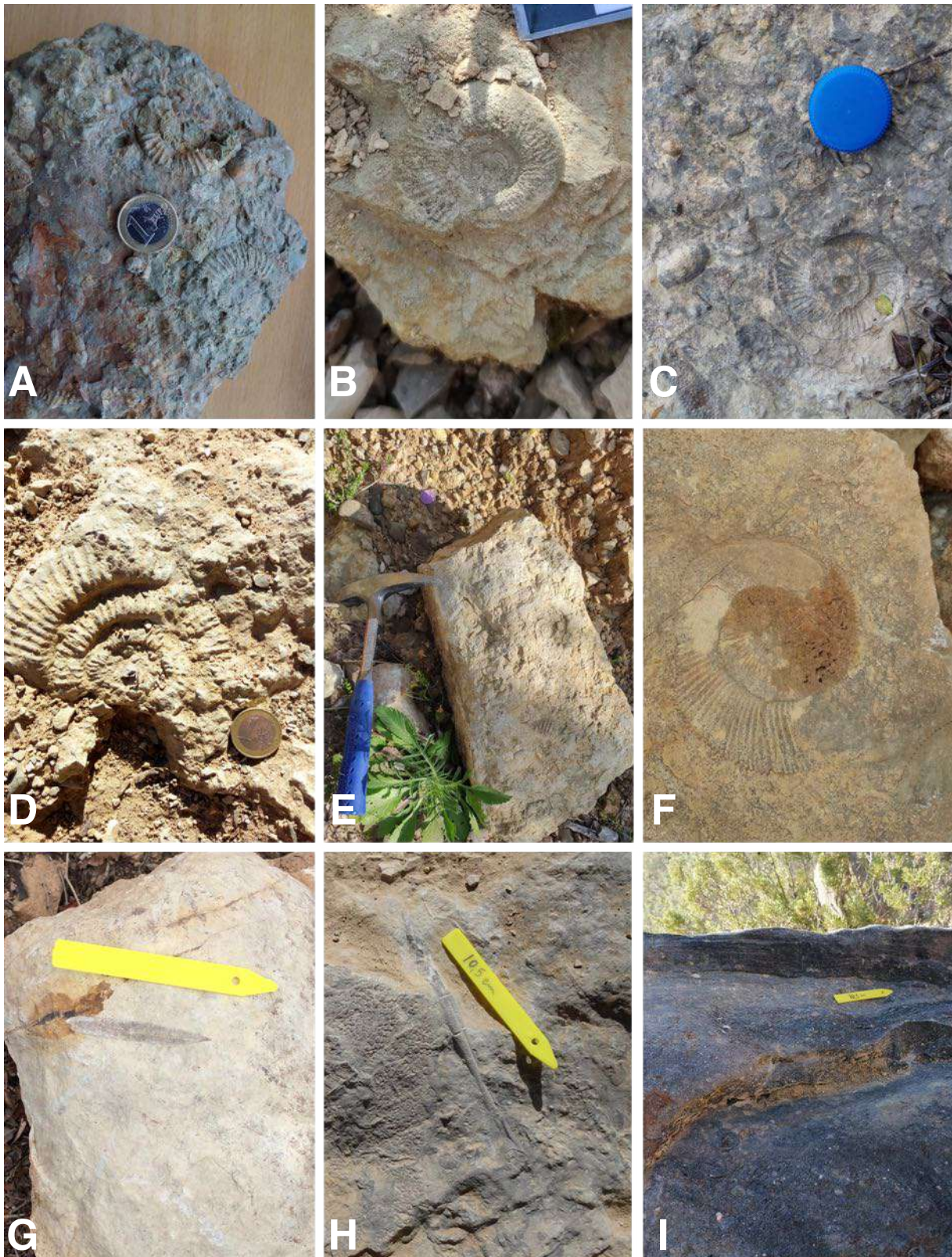


Figura 4.5 Fósseis encontrados no seio da Formação de Peral. A – F: moldes de amonites; G e H: rostro de belemnite; I: crostas férricas associadas a atividade microbiana.

As características litológicas e paleontológicas da Formação de Peral, são compatíveis com deposição pelágica e hemipelágica na rampa externa e na bacia (ver Figura 3.11). Ocasionalmente, ocorrem depósitos clásticos e bioclastos provenientes das zonas menos profundas da rampa, que evidenciam transporte, provavelmente em consequência de tempestades (Figura 4.6).

Apesar de, no geral, os atributos da Formação de Peral, serem indicadores de deposição em ambiente de rampa carbonatada nos domínios externo e bacia, ocorrem também fácies características de ambiente menos profundo. As camadas de calcário micrítico intercaladas com as margas e calcários margosos, revelam uma associação de foraminíferos bentônicos compati-

veis com plataforma intermédia, na zona fótica, onde ocuparam diversos habitats e nichos. Alguns deles, são formas incrustantes, como por exemplo *Subdelloidina* sp. que coloniza a parte superior de bioclastos de dimensões superiores a 2 milímetros, porque lhes conferem alguma estabilidade de substrato. Outras espécies, como *Nubecularia* sp. e *Bullopora irregulares*, também incrustantes, utilizaram conchas de amonites para se fixarem, excretando carbonato de cálcio, que funciona como um cimento ligante. As formas de *Tolypammina* sp. foram observadas associadas a crostas e a nódulos de Fe e Mg. Outras espécies como *Placopsilina* sp. e *Nautiloculina oolithica* viveram fixas ou presas em esqueletos de esponjas mortas, em recifes de esponjas, adaptados a fluxos constantes de detritos.

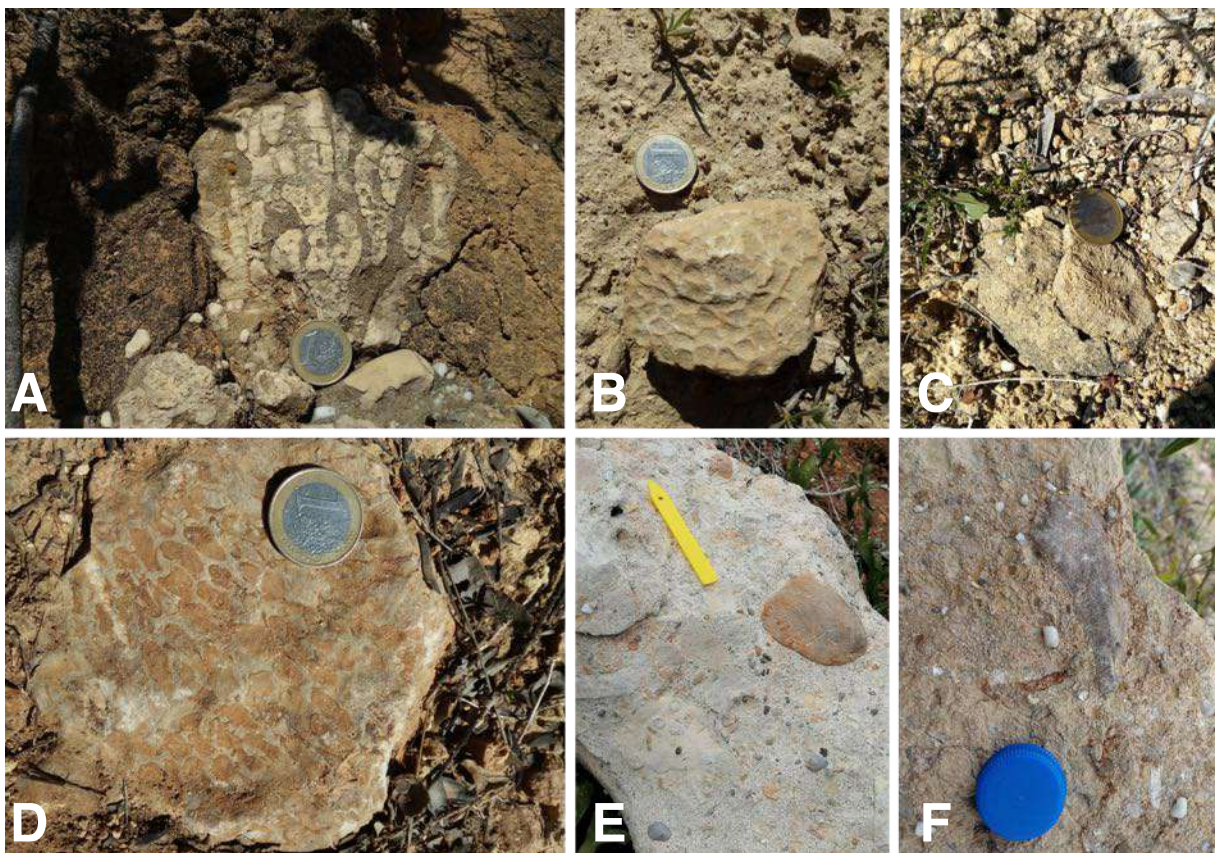


Figura 4.6. Bioclastos que ocorrem no seio das margas da Formação de Peral e que foram remobilizados da rampa intermédia ou interna. A, B, C e D: fragmentos de coral; E e F: mistura de elementos detríticos e de fragmentos de estromatoporóides.

É presentemente aceite que a forma *Tubiphytes morronensis* tenha ocorrido numa coexistência simbiótica entre foraminíferos e crostas microbianas.

De acordo com o conteúdo microfossilífero, é necessário admitir que a Formação de Peral representa alternância entre ambientes mais e

menos profundos de uma rampa carbonatada, isto é, é constituída por sucessões entre fácies pelágicas e hemipelágicas ou mesmo neríticas. Esta arquitetura de fácies sedimentares, pode ser explicada por variações do nível médio do mar, por movimentações tectónicas com sucessiva subsidência e emersão, ou ainda pela conjugação dos dois processos.

4.3. Formação de Jordana. Arenitos e conglomerados do Cotovio

Tal como referido na secção 4.1, a arquitetura das fácies sedimentares do Jurássico Superior no Algarve oriental, nem sempre é fácil de compreender. Esta dificuldade, deve-se a sucessivas transgressões (elevação do nível do mar) e regressões (descida do nível do mar), que, conjugadas com movimentos tectónicos, criaram ambientes sedimentares distintos, se bem que contemporâneos. Por vezes, esses diferentes depósitos foram assumidos como formações diferentes, outras vezes, como variações laterais de fácies dentro da mesma formação geológica. Estas situações de incerteza, colocam-se na ausência de fósseis de idade (ver capítulo 1) que permitam atribuir correlações temporais entre os depósitos. Um exemplo do que aqui referimos, é a unidade designada por Arenitos e Conglomerados do Moinho do Cotovio. Na carta geológica de escala 1/100 000 (folha oriental), é-lhe atribuído o estatuto de Formação. Nesta mesma carta geológica, não é assinalada a Formação de Jordana tal como descrita por Choffat (1883-87), Marques (1983) e Ramalho (2015). A Formação de Jordana, passa lateralmente aos Arenitos e Conglomerados do Moinho do Cotovio (Oliveira, 1984, 1992; Muppella et al., 1987) e aos calcários com fósseis silicificados de Foupana (Marques, 1983; 1985).

A silicificação dos fósseis, isto é, a substituição parcial ou total do carbonato de cálcio por sílica, tem sido atribuída ao aumento de alcalinidade

(pH>7) da água do mar. Este aumento de alcalinidade poderia ter resultado da amónia libertada pela decomposição de matéria orgânica. A taxa de dissolução da sílica é baixa, embora constante, mas aumenta de modo muito significativo quando o pH da água sobe além de oito (água alcalina). Por conseguinte, neste tipo de ambiente, a sílica dos muito abundantes recifes de esponjas siliciosas, dissolveu-se em larga escala, ficando disponível para posterior precipitação no interior dos organismos mortos, que é um tipo comum de fossilização.

As esponjas são presença comum nos recifes. Porém, a Formação de Jordana no Planalto do Escarpão, é de cariz detrítico, sendo que, mais a oriente, na região de Tavira, este aspeto da silicificação dos fósseis é notável nos calcários silicificados de Foupana, equivalentes laterais da Formação de Jordana. Para melhor compreender o que são variações laterais das fácies sedimentares, chamemos os exemplos atuais de formação de depósitos que, embora contemporâneos, são muito distintos. Enquanto que, no estuário de um rio se depositam sedimentos finos ricos em matéria orgânica, nas praias oceânicas adjacentes, o sedimento é principalmente areno-quartzoso e, um pouco mais longe, mar adentro, os depósitos são mais finos e ricos em fragmentos de conchas.

A Formação de Jordana, atribuída à base do Kimmeridgiano (ver Figura 1.1) sobrepõe-se à Formação de Peral (Figura 4.7 A) e expõe arenitos de cor avermelhada devido ao conteúdo em ferro. O

contacto entre estas formações é marcado por níveis conglomeráticos (Figura 4.7 B, C) que também ocorrem no seio dos arenitos, bem como seixos dispersos de quartzo (Figura 4.7 D).

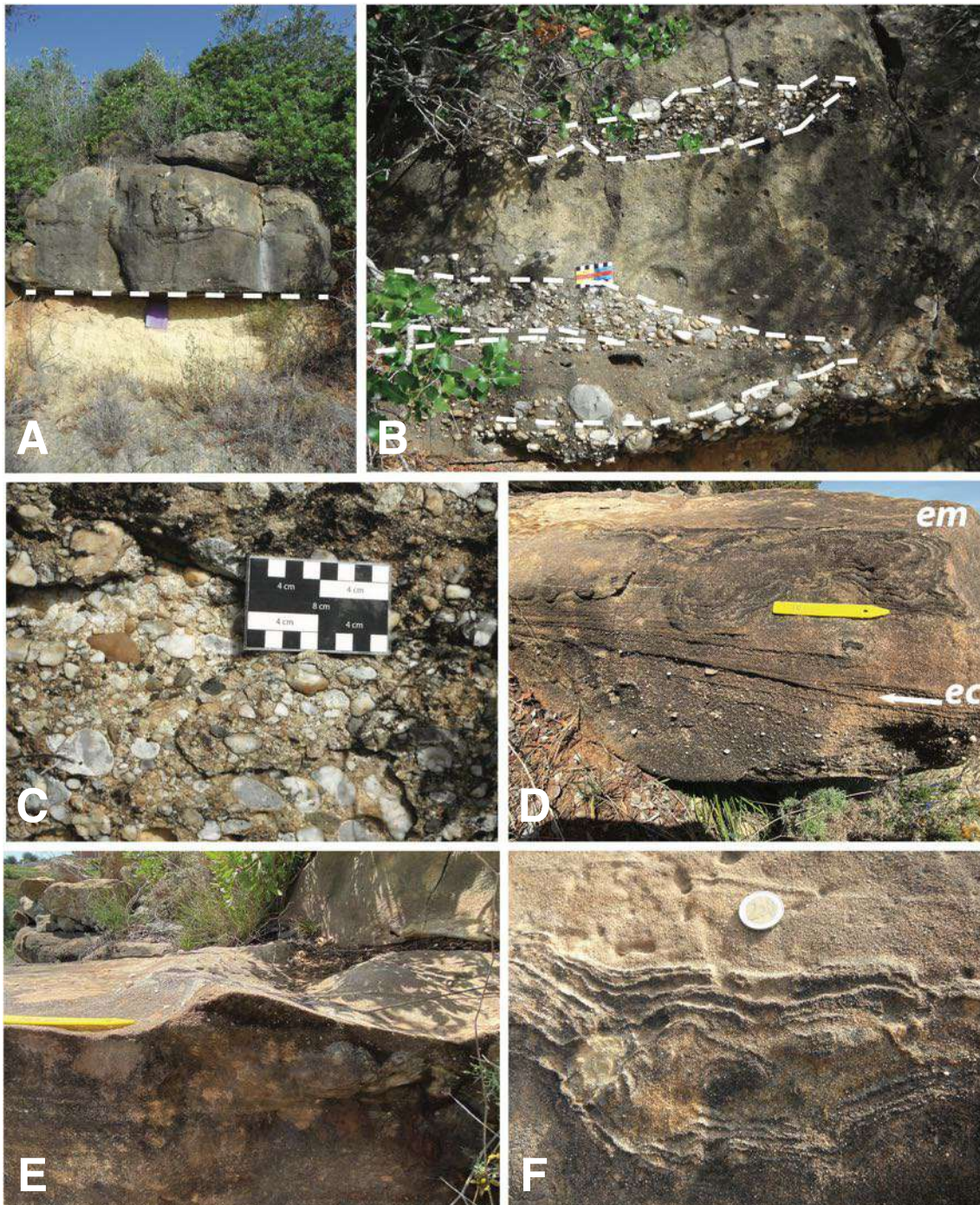


Figura 4.7. Fotografias de campo ilustrando aspetos da Formação de Jordana. A: contacto entre as formações de Peral (P) e Jordana (J); B: estratificação cruzada na Formação de Jordana e conglomerado basal (o lado maior da escala colorida tem 8 centímetros); C: pormenor do conglomerado na passagem da Formação de Peral para a Formação de Jordana; D: estratificação cruzada (ec) nos arenitos da Formação de Peral e estruturas microbianas (em); E: ondas de areia (ripple marks); F: estruturas microbianas tipo “pele de elefante”.

Em alguns locais, ocorrem sequências verticais organizadas dos grãos, dos mais grosseiros na base para os mais finos no topo (gradação positiva). A Formação de Jordana termina com camadas de calcário cinzento-escuro contendo fragmentos de coral silicificados, no topo dos quais, se encontra preservado um bioherme de coral (ver secção 3.3), com cerca de 2 metros de espessura. A estratificação cruzada e cruzada ondulada (estratificação hummocky) são estruturas sedimentares comuns nos arenitos (Figura 4.7 B, D, E), onde também as estruturas microbianas são frequentes e facilmente identificadas pelo seu aspeto rugoso em “pele de elefante” (Figura 4.7 D, F).

A gradação positiva e a estratificação tipo hummocky são aspetos-diagnóstico de hidrodinamismo vigoroso. As ondas agitam as partículas que, passado o evento energético, provavelmente uma tempestade, se depositam por gravidade, sendo os mais grosseiros os primeiros e em cima destes, os sedimentos sucessivamente mais finos. Igualmente, a estratificação hummocky tem sido associada a fluxos oscilatórios promovidos por ondas energéticas de tempestades marítimas.

As plataformas continentais são agrupadas em três tipos, de acordo com os processos hidrodinâmicos predominantes: (i) dominadas pelas marés, (ii) dominadas pelas ondas e tempestades (representam 80% das plataformas atuais) e, (iii) dominadas pelas correntes oceânicas. A unidade basal da Formação de Jordana, foi depositada em plataforma dominada por ondas e

tempestades. Os tempestitos, que são depósitos resultantes da atuação de ondas de elevada potência, associadas a tempestades, caracterizam-se por uma superfície erosiva basal sobreposta por seixos e calhaus que transitam para areia com diversas figuras sedimentares tal como referido anteriormente.

Os atributos sedimentológicos dos arenitos ferruginosos da Formação de Jordana, acima descritos, são compatíveis com ambiente de rampa carbonatada intermédia, dominada por tempestades. A rampa intermédia situa-se entre a base da profundidade de atuação das ondas normais e a profundidade de atuação das ondas de tempestade (ver Figura 3.11).

A macrofauna é escassa, fragmentada e silicificada, principalmente de espongiários, coraliários, braquiópodes, crinóides, belemnites e amonoides, estes dois últimos, raros e mal preservados. Correspondem a uma mistura de fragmentos de fauna provenientes dos diversos domínios da rampa, compatível com ambiente energético.

As camadas de calcário no topo da Formação de Jordana, que assentam sobre os arenitos, só podem significar a transição para o domínio de rampa carbonatada interna, como testemunha a ocorrência de um bioherme, ainda que isolado. O registo fóssil de foraminíferos contém uma associação de várias espécies comuns à Formação de Peral, sendo maioritariamente formas tipicamente incrustantes.

4.4. Formação de Cerro da Cabeça

A Formação de Cerro da Cabeça é tão rica em fósseis de coraliários e de outros organismos recifais, que é também conhecida por “Calcários Biocons-

truídos de Cerro da Cabeça” (Figura 4.8). Deste modo, a interpretação sobre o seu ambiente de formação, não oferece dúvidas: domínio interno

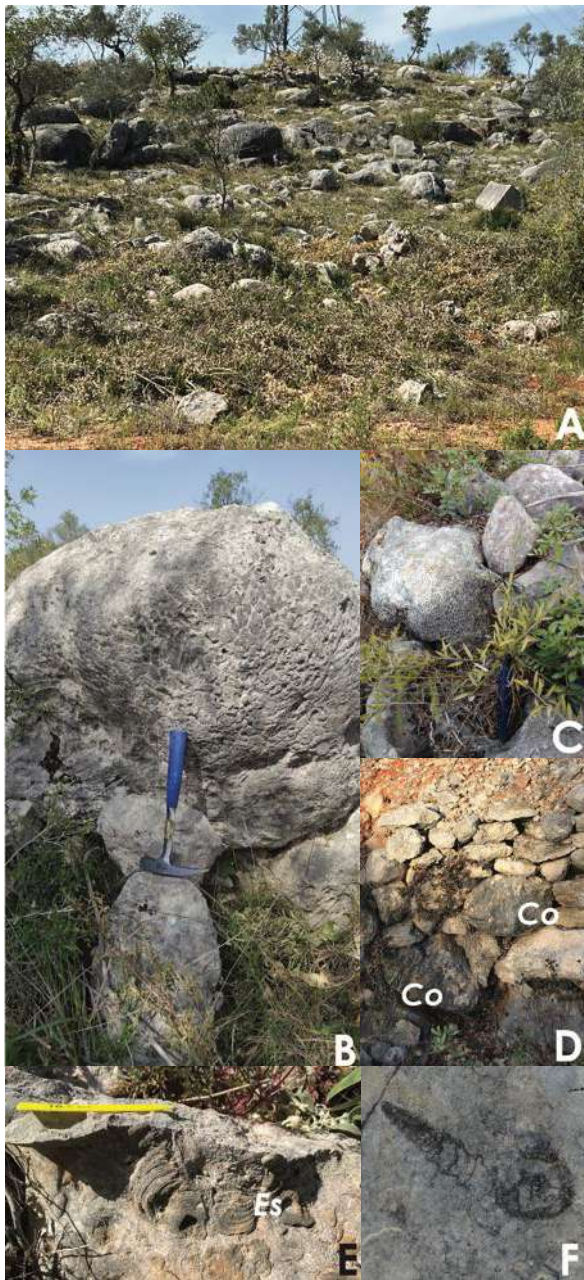


Figura 4.8. Fotografias de campo, ilustrando aspetos da Formação de Cerro da Cabeça. A: blocos dispersos, sendo muitos deles grandes blocos de coral; B: bloco de coral em posição de vida; C: blocos de coral; D: muro de pedra seca, onde vários dos blocos são fragmentos de coral (assinalados com "Co"); E: fragmentos de estromatoporóides (assinalados com Es); F: fóssil de gastrópode.

de rampa carbonatada com água transparente e tépida, favorável à instalação de edifícios recifais com coraliários, crinóides e esponjas. Também a microflora (microalgas) e a microfauna (foraminíferos) confirmam este ambiente.

De entre os microfósseis, as espécies *Lithocodium aggregatum* (Oxfordiano-Cretácico Médio) e *Bacinella irregulares* são ambíguas quanto ao grupo taxonómico a que pertencem e por isso fazem parte de um grupo designado por microfósseis microblemáticos. É tal a ambiguidade, que, por exemplo, a espécie *Lithocodium aggregatum* chegou a ser considerada como um estágio incompleto de *Bacinella irregulares* e esta foi já classificada como cianobactéria. Seja qual for o grupo taxonómico que melhor enquadre estas espécies, a referida associação calcimicrobiana (precipitam calcite), ocorre em crostas que cobrem fragmentos de coral nos níveis mais profundos da zona fótica, entre os 15 e os 60 metros. A alga verde *Thaumatoporella parvovesiculifera*, é comum em ambientes pouco profundos das plataformas carbonatadas do Mesozoico. Ocorre quer agarrada à parte superior de crostas de *Bacinella*, quer no interior destas, preenchendo cavidades. Uma outra espécie incrustante é *Koskinobulina socialis*. Os oncólitos que ocorrem em grande abundância, são fragmentos rolados das crostas microbianas. Em síntese, a associação de algas indica claramente um ambiente de rampa interna de água quente e pouco profunda, na zona fótica, como ambiente de deposição da Formação de Cerro da Cabeça. Além disso a espécie *Dehornella choffati* (estromatoporóide) que ocorre nesta Formação, é típica do domínio tethysiano no Jurássico Superior (ver capítulo 2). Tal como já referido, os estromatoporóides são esponjas construtoras de recifes, que vivem em águas tépidas, bem oxigenadas e com baixa taxa de sedimentação, que preferem substratos carbonatados.

A associação de foraminíferos bentônicos é muito semelhante à identificada nas formações de Peral e de Jordana, à exceção das espécies *Troglotella incrustans* e *Alveosepta jaccardi*, ambas características de plataforma continental interna de águas tépidas. A espécie *Alveosepta jaccardi*, é considerado um fóssil de idade e tem sido utilizada como indicador biostratigráfico, do final do Oxfordiano, início do Kimmeridgiano na bacia tethysiana.

4.5. Formação de Escarpão

A Formação de Escarpão (Kimmeridgiano - Tithoniano Inferior; ca. 153,3 – 152,1 milhões de anos), é, de entre todas as que afloram no Planalto do Escarpão, aquela que tem maior variação vertical de fácies. Sucedem-se camadas de calcários bioclásticos, calcários margosos e calcários micríticos. A transição entre a Formação de Cerro da Cabeça e a de Escarpão, é marcada por notável profusão de oncólitos, oólitos e pisólitos.

A formação de oólitos ocorre onde a água tépida favorece a precipitação inorgânica de carbonato de cálcio, em torno de um núcleo que é sucessivamente rolado pelas ondas e correntes. Deste modo, a precipitação de carbonato faz-se concêntrica, de modo bastante regular, em torno do núcleo que pode ser um fragmento de concha ou um grão mineral (Figura 4.9).

A par com a temperatura da água, a pressão do dióxido de carbono dissolvido na água é também um parâmetro importante para a geoquímica do carbonato de cálcio (ver capítulo 3). Em águas agitadas, o dióxido de carbono liberta-se para a atmosfera. Assim naturalmente desgasificada, a água fica menos ácida e portanto, a precipitação do carbonato de cálcio é mais fácil. Um exemplo moderno da formação de oólitos, são as designadas areias moles das Bahamas, cujos grãos são oólitos. A água da Corrente do Golfo, ao passar nas zonas dos bancos (baixios submersos), fica mais quente e salina. A salinidade é também um parâmetro ambiental que influencia a solubilidade do dióxido de carbono (CO₂) e por isso do carbonato de cálcio (ver capítulo 3).



Figura 4.9. Oólitos e pisólitos na Formação de Escarpão, na transição com a Formação de Cerro da Cabeça.

A salinidade varia de modo inverso à solubilidade do CO_2 . Quer isto dizer que, água muito salina tem menor capacidade para dissolver o dióxido de carbono, favorecendo por isso a formação de calcite. Quando os grãos de calcite têm dimensão inferior a dois milímetros designam-se por oólitos. Se a dimensão for superior, aproximando-se do tamanho de um grão de ervilha, tomam o nome de pisólitos. Os oncólitos, com dimensão entre um e dez centímetros, são partículas que, embora arredondadas, não são esféricas de camadas concêntricas como os oólitos e os pisólitos. Resultam da acreção de se-

dimento em torno de partes não esqueléticas de algas e bactérias. Todas estas estruturas, oncólitos, pisólitos e oncólitos, possuem significado paleobatimétrico, uma vez que se formam em águas rasas, tépidas e agitadas.

A abundância de rudistas e de gastrópodes em algumas camadas de calcário, é absolutamente notável. Alguns dos gastrópodes estão orientados, o que permite a reconstituição da direção das paleocorrentes. Nesta Formação, também os estromatoporóides são fósseis comuns (Figuras 4.10, 4.11, 4.12).

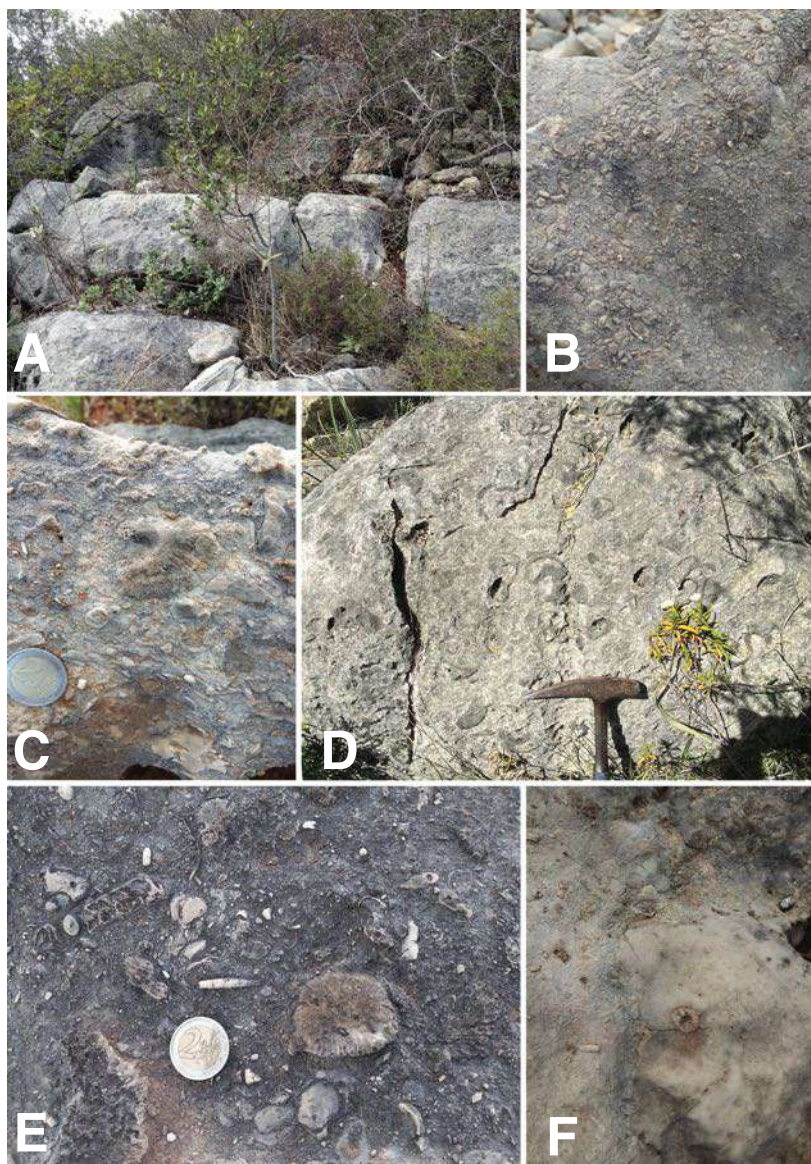


Figura 4.10. Fotografias de campo da Formação de Escarpão. A: bancadas de calcário margoso; B, C, D, E: bancadas de calcário bioclástico; F: Estromatoporóide.

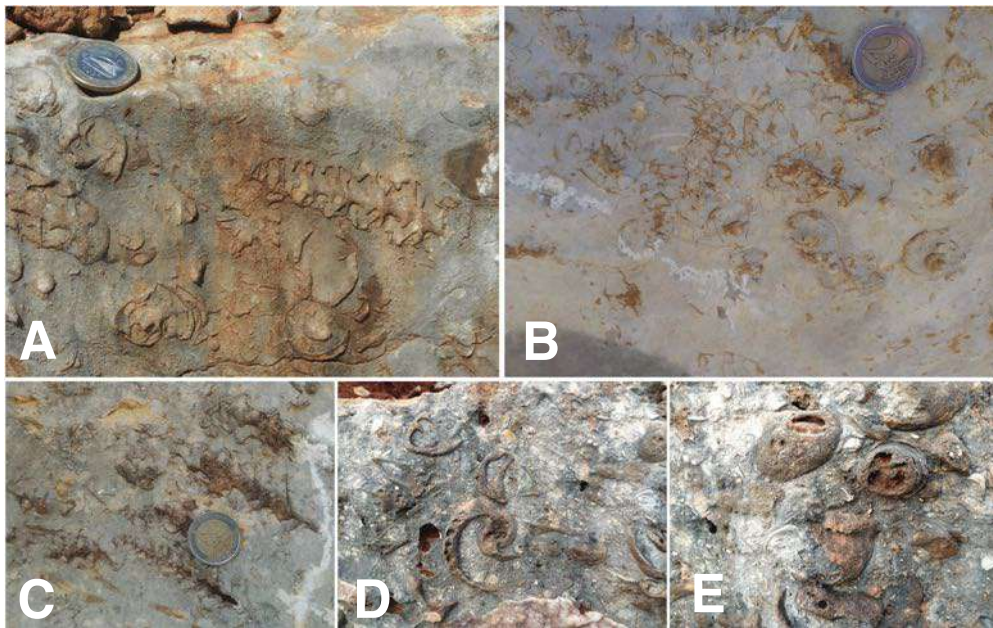


Figura 4.11. Fotografias de campo da Formação de Escarpão A, B, C: fósseis de gastrópodes; D: fósseis de bivalves rudistas; E: fósseis de ostreídeos.



Figura 4.12. Fotografias de campo da Formação de Escarpão. Blocos de coraliários, resultantes da erosão do bioherme.

No campo, nem sempre é fácil distinguir esta Formação, da Formação de Cerro da Cabeça. São as associações de microrganismos como microalgas e foraminíferos que diferenciam a Formação de Escarpão de todas as outras do Planalto (Tabelas 4.1 e 4.2).

A riqueza de espécies de foraminíferos na Formação de Escarpão, não tem paralelo nas restantes formações e apenas oito são comuns (Tabela 4.1), sendo formas incrustantes, como por exemplo, as espécies *Mohlerina basiliensis*, *Nubecularia sp.* e *Tubiphytes morronensis*.

Os foraminíferos bentónicos da Formação de Escarpão são principalmente os de grande tamanho, característicos de meio marinho pouco profundo do domínio *Tethys*. São espécies de plataforma interna de água tépida, muitas delas adaptadas a um influxo detrítico constante, como as espécies *Everticyclammina virguliana*, *Freixialina planispiralis*, *Rectocyclammina chouberti*, *Pseudocyclammina lituus*. Os grandes foraminíferos bentónicos são bons indicadores de

ambientes de águas rasas, quentes e de elevada energia e têm por isso importância estratigráfica. Na ausência de outros bioindicadores, os grandes foraminíferos bentónicos, têm sido utilizados para estabelecer correlações entre as diversas bacias do domínio *Tethys*, durante o Oxfordiano-Kimmeridgiano como é o caso da espécie *Alveosepta jaccardi*.

As algas verdes da família das dasicladácias, como são o caso das espécies *Salpingoporella gr. Pygmaea*, *Petrascula bursiformis* e *Heteroporella lemmensis*, características de águas pouco profundas, são abundantes na Formação de Escarpão (Tabela 4.2).

É ainda de realçar que, considerando as associações de microfósseis, a unidade estratigráfica designada por Calcários de São Romão, é uma variação lateral de fácies da Formação de Escarpão. Os estromatoporóides são muito abundantes nos Calcários de São Romão, indicando um ambiente lagunar provavelmente menos profundo que o da Formação de Escarpão.

4.6. Formação de Calcários com *Anchispirocyclus lusitanica*

As camadas da Formação de Calcários com *A. lusitanica*, contêm frequentes níveis conglomeráticos de calcário, isto é, gerados na própria bacia de deposição, resultantes da erosão dos calcários originais. Este facto, pode ter sido o resultado de uma exposição subaérea temporária. Para esta interpretação contribuem outras evidências, como a ocorrência de paleossolos interestratificados com as camadas de calcário. Do ponto de vista litológico, os calcáriosossilíferos desta formação são semelhantes aos da Formação de Escarpão. No entanto, o conteúdo microfossil é inequivocamente distinto (Tabelas 1 e 2).

O foraminífero *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger, 1902) é um dos poucos fósseis de idade (fóssil ca-

racterístico) do Jurássico Superior em Portugal, cronologicamente restrito à transição Jurássico - Cretácico (Kimmeridgiano Superior ao Berriasiano - ver Figura 1.1), com larga distribuição geográfica, permitindo correlações inter-regionais. Porém, em Portugal, a sua ocorrência está apenas documentada no Tithoniano Superior - Berriasiano Inferior. Assim, os Calcários com *A. lusitanica*, representam o culminar do preenchimento da bacia no final do Jurássico. Também na região mais meridional da Bacia Lusitânica, o Jurássico Superior termina com Calcários com *Anchispirocyclus lusitanica*.

Tabela 4.1. Comparação das espécies de foraminíferos bentónicos presentes em quatro das formações geológicas que afloram no Planalto do Escarpão (preenchimento azul quando presente).

Espécies Foraminíferos bentónicos	Peral	Jordana	C. da Cabeça	Escarpão
<i>Aeolosaccus</i> sp.				
<i>Subdelloidina</i> sp.				
<i>Tolypammina</i> sp.				
<i>Placopsilina</i> sp.				
<i>Bullopore irregularis</i>				
<i>Mohlerina basiliensis</i>				
<i>Nubecularia</i> sp.				
<i>Nautiloculina</i> sp.				
<i>Tubiphytes morronensis</i>				
Miliolideos				
<i>Troglotella incrustans</i>				
Textularideos				
<i>Alveosepta jaccardi</i>				
<i>Pseudocyclammina</i> gr. <i>Parvula</i>				
<i>Everticyclammina virguliana</i>				
<i>Audienusina furcadei</i>				
<i>Kurnubia palastiniensis</i>				
<i>Labyrinthina mirabilis</i>				
<i>Freixialina planispiralis</i>				
<i>Nautiloculina oolithica</i>				
<i>Trocholina elongata</i>				
<i>Rectocyclammina chouberti</i>				
<i>Otaina magna</i>				
<i>Levantineella egyptiensis</i>				
<i>Parurgonina caelinensis</i>				
<i>Charentia atlasica</i>				
<i>Valvulina</i> gr. <i>Lugeoni</i>				
<i>Neotrocholina</i> sp.				
<i>Trocholina alpina</i>				
<i>Eoguttulina</i> sp.				
<i>Pseudocyclammina muluchensis</i>				
<i>Pseudocyclammina parvula</i>				
<i>Trocholina elongata</i>				
<i>Terquemella</i> sp.				
<i>Anchispirocyclina lusitanica</i>				

As dimensões centimétricas do foraminífero *A. lusitanica*, de carapaça aglutinada e forma discooidal, são pouco comuns relativamente às dimensões de outros foraminíferos. Com exceção desta espécie e de *Anchispirocyclus neumannae* e *Pseudocyclammina lituus*, todos os outros foraminíferos são comuns à Formação de Escarpão, embora a

riqueza de espécies seja notoriamente menor. São também grupos fósseis representados nos Calcários com *A. lusitanica*, as carófitas, que são algas verdes de água doce bem adaptadas a águas temperadas, ricas em carbonatos e ostracodes (pequenos crustáceos, 0,1 – 32 milímetros).

Tabela 4.2. Comparação das espécies de algas presentes em quatro das formações geológicas que afloram no Planalto do Escarpão (preenchimento azul quando presente).

Espécies Algas	Peral	C. da Cabeça	Escarpão	C. com <i>A. lusitanica</i>
<i>Lthocodium aggregatum</i>				
<i>Bacinella irregularis</i>				
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>				
<i>Arabicodium</i>				
<i>koskinobulina socialis</i>				
<i>Chaetelidae</i>				
<i>Dehornella choffati</i>				
<i>Girvanella</i>				
<i>Cayeuxia</i> gr. <i>Moldavica</i>				
<i>Picnoporodidum</i> aff. <i>lobatum</i>				
<i>Permocalculus</i> sp.				
<i>Salpingoporella</i> gr. <i>Pygmaea</i>				
<i>Petrascula bursiformis</i>				
<i>Lickanella bartheli</i>				
<i>Heteroporella lemmensis</i>				
<i>Clypeina calciformis</i>				
<i>Russuella triangularis</i>				
<i>Terquemella</i> sp.				
<i>Thaumatoporella parvovesiculifera</i>				
<i>Campbeliella striata</i>				
<i>Salpingoporella annulata</i>				
<i>Clypeina jurassica</i>				
<i>Lithophylum maslovi</i>				
fragmentos de dasicladácias				
Carófitas				
<i>Clypeina solkani</i>				
<i>Permocalculus inopinatus</i>				
<i>Bucurella espichelensis</i>				
<i>Pithonella</i> sp.				
<i>Cadosina</i> sp.				
<i>Globochaete</i> sp.				

CAPÍTULO 5

EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL AO LONGO DO JURÁSSICO E CRETÁCICO

5.1. Uma bacia marinha em constante mudança

As formações geológicas que constituem o suporte físico do Planalto do Escarpão tiveram origem numa rampa carbonatada homoclinal (ver capítulo 3), ao longo do Jurássico Superior. Entre o Oxfordiano e a base do Kimmeridgiano, durante mais de 6 milhões de anos, depositaram-se em domínio pelágico (rampa externa-bacia- ver capítulo 3) os sedimentos da Formação de Peral. Esta Formação, com pelo menos 200 metros de espessura, pressupõe um ambiente de sedimentação localizado numa margem continental subsidente do domínio *Tethys*, quando a futura Europa, era ainda um mero conjunto de ilhas (Figura 5.1).

A arquitetura das fácies sedimentares no Planalto do Escarpão, está de acordo com a diminuição da profundidade da coluna de água ao longo do tempo. Que causas podemos invocar? A organização das fácies sedimentares depende do espaço de acomodação dos sedimentos, que é por sua vez controlado por movimentos tectónicos (soerguimento continental ou subsidência), variações do nível médio do mar (eustáticas e relativas) e quantidade de sedimentos terrígenos (controlada pelo clima) que chegam à bacia. As variações eustáticas do nível médio do mar são as que resultam de alterações no volume de água nas bacias oceánicas.

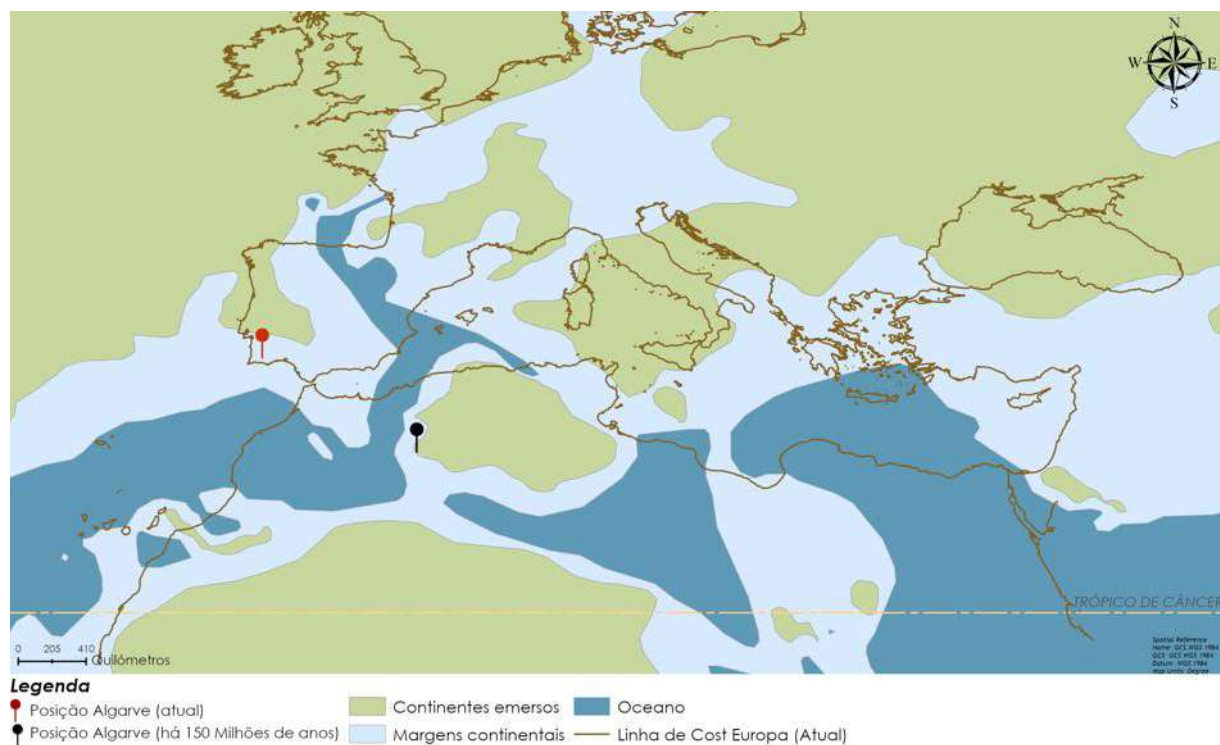


Figura 5.1. Paleogeografia no final do Jurássico.

Quando as variações do nível médio do mar resultam de causas locais, como as tectónicas e as sedimentares, que modificam a capacidade das bacias oceânicas, denominam-se por variações relativas do nível médio do mar.

O padrão de sedimentação na Bacia do Algarve durante o Mesozoico parece ter sido controlado por tectónica relacionada com halocinese (movimentação de massas de sal), que causou deformação nas camadas previamente formadas. Geraram-se estruturas em horst-graben entre falhas normais, que são blocos mais elevados (horst) ou mais deprimidos (graben) que as regiões adjacentes (Figura 5.2). O espaço de acomodação dos sedimentos ficou assim desigualmente distribuído ao longo da Bacia do Algarve, tal como também aconteceu na Bacia Lusitânica, onde a halocinese foi igualmente determinante na organização do espaço durante o Mesozoico. Nas zonas elevadas (Horst-altos fundos), desenvolveram-se edifícios

recifais dependentes da zona fótica, enquanto que, nas zonas deprimidas (graben), a espessura dos sedimentos atingiu centenas de metros e predominaram os sedimentos e os organismos pelágicos e hemipelágicos. O resultado foi a profusão de fácies sedimentares ao longo do Jurássico, cujas relações geométricas não estão ainda completamente entendidas na Bacia do Algarve, tal como referido no capítulo quatro deste livro. A importância das estruturas salinas na organização das bacias sedimentares durante o Jurássico Superior, foi reconhecida em muitas outras regiões. Por exemplo, a espessura muito variável das sequências sedimentares nas montanhas do Jura Suíço, foram interpretadas como sendo o resultado de subsidência diferencial, determinada pela movimentação dos evaporitos (rochas salinas) triássicos. O jogo de falhas criou uma estruturação em blocos independentes, com altos fundos e depressões, gerando acentuadas variações laterais de fácies.

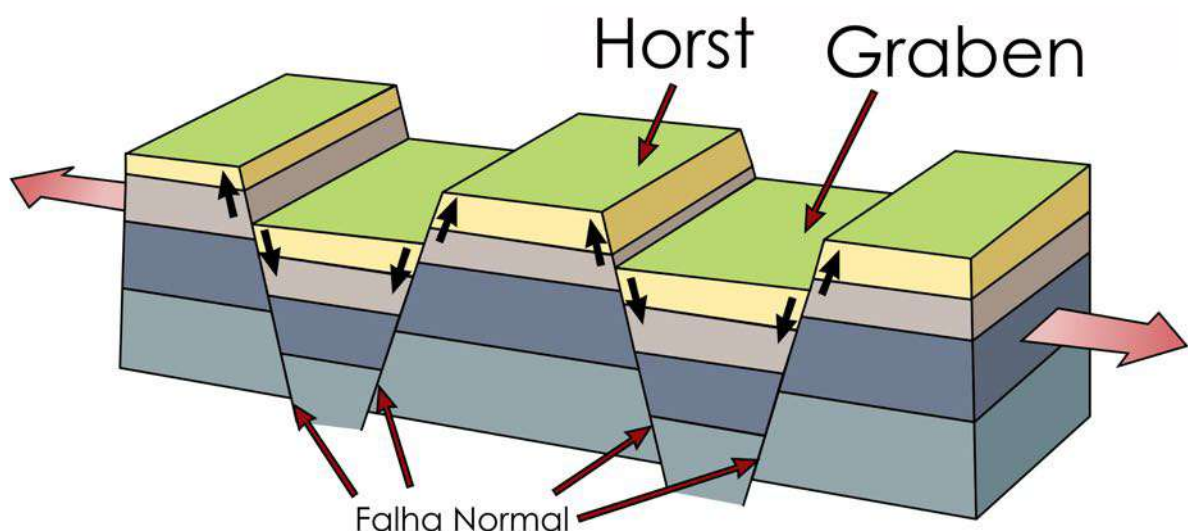


Figura 5.2. Estruturas geológicas em horst-graben.

A espessura das séries sedimentares é pois um indicador direto do espaço de acomodação e por isso, da magnitude da subsidência numa bacia sedimentar. Por sua vez, o padrão de acumulação dos sedimentos é o resultado das complexas interações entre tectónica, isostasia (movimento vertical da crosta terrestre) e eustasia (variação do nível médio do mar). Os fatores que afetam a subsidência, para além da tectónica, são a compactação dos sedimentos, a carga sedimentar, as variações do nível médio do mar e ainda o estado térmico da litosfera que determina a resposta flexural desta (deformação).

As variações do nível médio do mar, eustáticas ou relativas, desempenham, a par com a tectónica, um papel de primeira ordem quer no padrão de sedimentação, quer no espaço disponível para acomodar os sedimentos. Durante as regressões de maior magnitude, o leito das águas do mar fica reduzido, com a linha de costa próxima da rotura de declive da plataforma continental para o talude. Às fácies mais profundas, sobrepõem-se então outras de água menos profunda: sequência regressiva. Pelo contrário, durante as transgressões, a linha de costa desloca-se para o continente e os sedimentos de ambientes costeiros são sobrepostos por sedimentos de águas mais profundas: sequência transgressiva.

Foram identificados vários picos transgressivos no Jurássico, tendo os de maior magnitude ocorrido no Kimmeridgiano e no Tithoniano (Jurássico Superior). Apesar de se terem identificado alguns períodos de baixo nível médio do mar, a tendência foi globalmente transgressiva ao longo do Jurássico Superior. No entanto, as curvas do nível médio do mar para este Período, estão longe de receberem consenso, sobretudo no que respeita aos ciclos menores de transgressão-regressão. De acordo com a curva de Haq

(2005), no final do Kimmeridgiano iniciou-se uma tendência regressiva que se prolongou pelo Tithoniano. Porém, alguns autores referem um pico transgressivo na base do Tithoniano (p. ex., Hallam, 1988) ou, pelo contrário, um pico regressivo na fronteira Kimmeridgiano - Tithoniano, seguido de transgressão (p. ex., Li e Grant-Mackie, 1993). No entanto, todas as curvas do nível médio do mar eustático, concordam que a tendência geral foi transgressiva ao longo do Jurássico Superior, com curtos intervalos regressivos. A análise sequencial das lito e biofácies revela-nos a evolução dos paleoambientes, mas é necessário enquadrá-la no contexto tectónico para uma mais completa e coesa compreensão da evolução paleoambiental.

A análise sequencial das Formações do Jurássico Superior, expostas no Planalto do Escarpão, está conforme uma tendência inequívoca da evolução de fácies profundas (Formação de Peral), para fácies de rampa intermédia (Formação de Jordana), seguida de fácies de rampa interna (Formações de Cerro da Cabeça e de Escarpão) e, finalmente de fácies de meio marinho restrito ou mesmo lagunar (Formação de Calcários com *Anchispirocyclus lusitanica*) (Figuras 5.3). Deste modo, a sequência sedimentar exposta no Planalto do Escarpão, é regressiva.

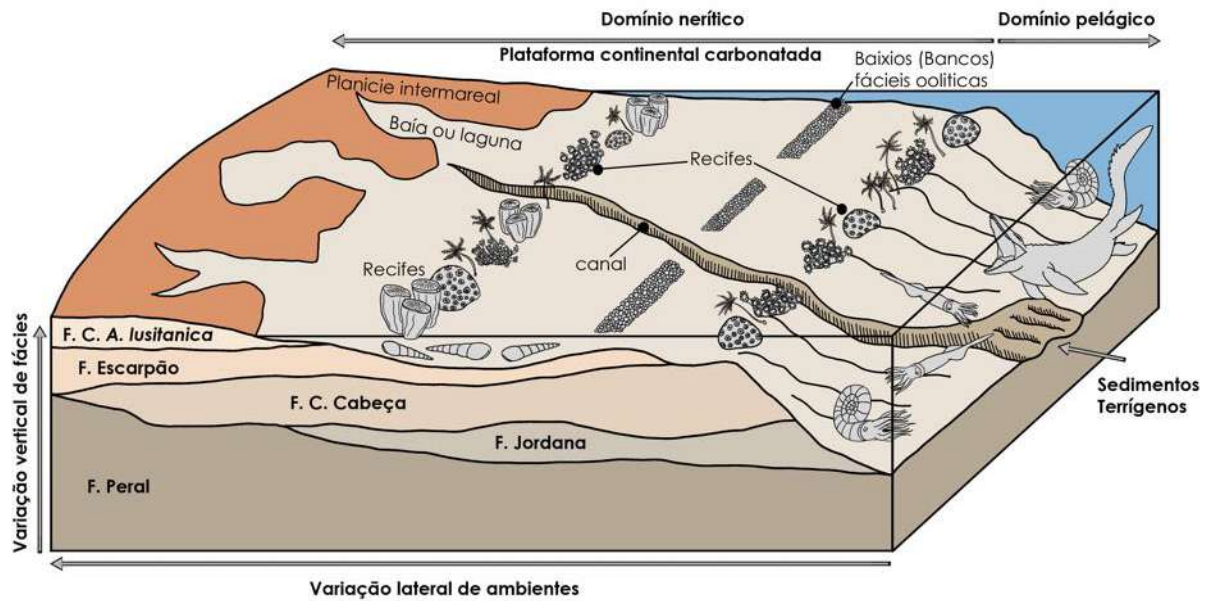


Figura 5.3. Esquema dos subambientes de uma plataforma continental carbonatada, com ilustração de alguns organismos que os habitam. Interpretação dos ambientes de deposição das formações do Planalto do Escarpão.

5.2 Uma sequência regressiva desfasada da curva eustática do nível médio do mar (NMM)?

A sequência regressiva do Planalto do Escarpão (Tabela 5.1), parece desfasada das curvas globais do nível médio do mar referidas na secção anterior. A progressão de águas profundas para águas cada vez mais rasas, pode ter várias causas: (i) regressão marinha a partir do Kimmeridgiano, contrariamente às curvas eustáticas propostas para o Jurássico Superior; (ii) descida do nível médio relativo do mar, resultante do sucessivo soerguimento do continente; (iii) estruturação da bacia em altos fundos devido a halocinese; (iv) sucessiva colmatção (preenchimento) da bacia (por isso, diminuição da profundidade), devido à entrada de importantes volumes de sedimento terrígeno oriundo da erosão das massas continentais. As hipóteses (ii) e (iii), implicam um regime tectónico compressivo. Porém, a inversão do regime tectónico distensivo (extensional) para compressivo,

instalou-se apenas a partir do final do Cretácico em todo o domínio *Tethys*. Podemos no entanto, admitir pulsos compressivos num quadro tectónico principalmente de *rifting* (distensivo). Esses eventos podem justificar-se no âmbito do restabelecimento do equilíbrio térmico da litosfera, que determinou comportamentos diferenciados quanto à rapidez com que as inversões tectónicas ocorrem. Por exemplo, enquanto que na região dos Pirinéus, a fase de compressão se seguiu imediatamente à fase extensional, no Atlas (NW de África), foi necessário um intervalo temporal bastante longo para que o reequilíbrio térmico da litosfera fosse atingido, entre os 145 e os 83 milhões de anos. A hipótese (iv) é compatível com uma fase climática húmida, promotora de intensa meteorização e erosão nas áreas periféricas da Bacia. A Formação de Jordana, separada da Formação de

Peral por um conglomerado basal e os seus sedimentos essencialmente terrígenos (ver capítulo 4), argumentam a favor desta hipótese. Mas, neste caso, a taxa de sedimentação teria que ter excedido largamente quer a taxa de subsidência quer a de subida eustática do nível médio do mar (admitindo um regime transgressivo). A introdução de grandes quantidades de material terrígeno é incompatível com o desenvolvimento de edifica-

ções recifais. Deste modo, embora reconheçamos pulsos de sedimentação terrígena, esta não foi significativa durante a génese das formações de Escarpão e Cerro da Cabeça. Este quadro de hipóteses é revelador da já referida complexa interação entre os diversos parâmetros ambientais envolvidos na evolução da paleobatimetria das bacias oceânicas.

Tabela 5.1. Síntese das formações expostas no planalto do Escarpão, paleoambientes e indicadores paleoambientais.

FORMAÇÃO	IDADE	AMBIENTE (ver esquema da Figura 5.3)	INDICADORES BIOLÓGICOS E GEOLÓGICOS
Calcários com <i>A. lusitanica</i>	Tithoniano	Marinho restrito - lagunar	Foraminífero <i>A. lusitanica</i> ; Carófitas
F. de Escarpão	Kimmeridgiano- Tithoniano Inferior	Plataforma carbonatada interna, do tipo rampa homoclinal	Edificações recifais; Forami- níferos bentónicos de gran- des dimensões
F. de Cerro da Cabeça	Kimmeridgiano	Plataforma carbonatada intermédia, do tipo rampa homoclinal	Edificações recifais; Forami- níferos bentónicos de gran- des dimensões
F. de Jordana	Kimmeridgiano Inferior	Plataforma carbonatada intermédia, do tipo rampa homoclinal, atuada por ondas energéticas	Sedimentos terrígenos; Estra- tificação cruzada tipo hum- mocky; gradação positiva
F. de Peral	Oxfordiano Super- ior - Kimmerid- giano Inferior	Plataforma carbonatada externa e bacia, do tipo rampa homoclinal	Sedimentos detríticos finos; Fauna pelágica (p. ex., Amo- nites e Belemnites)

5.3. A relevância dos bioindicadores para a reconstituição paleoambiental

Poderemos questionar a interpretação dos indicadores paleobatimétricos (principalmente bioindicadores) utilizados em qualquer uma das hipóteses aventadas na secção 5.2. Porém, não existe grande margem de erro no que diz respeito aos paleoambientes, mesmo que persistam dúvidas quanto às condições ótimas para o desenvolvimento de alguns organismos.

As edificações recifais com estromatoporóides, como as que ocorrem nas formações de Cerro da Cabeça e de Escarpão, foram muito comuns no Jurássico. No entanto, até à data, os estudos paleoambientais baseados na distribuição dos estromatoporóides, são escassos, talvez porque, apesar de a maioria dos investigadores considerar que são demosponjas, a sua taxonomia é ainda alvo de debate. Os estromatoporóides e os corais sobrepõem-se em termos de significado ambiental, embora estes últimos pareçam ser característicos de águas mais profundas do que os estromatoporóides. Nas edificações jurássicas, estes organismos, representam apenas 7 % de todo o recife. Contudo, esta percentagem eleva-se para 10 % se forem considerados somente os recifes do Jurássico Superior. Quase todos os recifes com quantidades notáveis de estromatoporóides se situavam na zona sul do Oceano *Tethys*, próximo

da paleolatidade 25°N. Em Portugal, os estromatoporóides e os Catetídeos (demosponjas calcárias constituídas por tubos fusiformes), apesar de não serem dominantes nos recifes jurássicos, são frequentes nas fácies de plataforma interna e lagunar, quer na Bacia Lusitânica quer na Bacia do Algarve (domínio norte de *Tethys*). A associação de estromatoporóides e Catetídeos é indicadora de águas marinhas rasas.

A Formação de Calcários com *Anchispirocyclina lusitanica* (Tithoniano), que se sobrepõe à Formação de Escarpão, é a formação de topo da sequência do Jurássico Superior e representa o culminar do preenchimento da Bacia nesta região. A biofácies é compatível com profundidades próximas do nível médio do mar no Tithoniano (145 milhões de anos). Este marco cronológico, é dado pelo fóssil de idade *A. lusitanica*. A Formação, representa a transição para ambiente subaéreo, numa plataforma interna confinada, com influência marinha cada vez menor. No Concelho de Vila do Bispo (Algarve), na Praia da Fóia do Carro, ocorrem pegadas de dinossauro em camadas com *A. lusitanica*, confirmando o carácter de laguna costeira pouco profunda da biofácies com este inusitadamente grande foraminífero bentónico.

5.4. De um mar tropical a um ambiente continental

No Cretácico Inferior (145 – 100,5 milhões de anos) ocorreram profundas alterações na geografia dos continentes e na circulação oceânica. A América do Sul separou-se da África e a abertura da corrente superficial circum-equatorial teve um profundo efeito no padrão da circulação oceânica global.

Durante o Cretácico, a Península Ibérica localizava-se na interface de duas faixas climáticas: (i) a norte, clima húmido quente, (ii) a sul, clima seco muito quente. A distribuição das massas continentais e a circulação oceânica eram bem diferentes das atuais. O Oceano Ártico estava ainda livre de gelo e o Cretácico Médio foi mesmo caracteri-

zado por condições extremas de efeito-de-estufa. Foi a partir do Cretácico Superior que se instalou uma corrente oceânica circumpolar fria, que isolou o continente antártico da influência da corrente quente equatorial. Esta, pelo contrário, foi sucessivamente desestruturada devido à aproximação dos continentes América do Norte e América do Sul e à migração da Austrália para Norte.

Apesar de no Cretácico a Bacia do Algarve não se ter diferenciado em sub-bacias, como aconteceu no Jurássico, os afloramentos do Cretácico Inferior preservados no Algarve central, são escassos, terrígenos e pouco fossilíferos, dificultando a sua correlação com as unidades cretácicas do Algarve ocidental e oriental.

Na passagem do Tithoniano (Jurássico Superior) para o Cretácico, a tendência do nível

médio do mar continuou a ser regressiva, como vinha já sendo no Jurássico terminal. A sedimentação prosseguiu no Cretácico Inferior, em ambientes mais litorais com elevada influência terrígena e mesmo de cariz continental. Formaram-se zonas pantanosas e lagoas costeiras de água doce. A fácies *Wealden* é comum: conglomerados lenticulares de seixos siliciosos associados a sequências positivas de arenitos com laminação oblíqua e a camadas de argila. A designação de fácies *Wealden* é atribuída por similaridade com a sequência do Berriasiano a Aptiano (Cretácico) do sudeste de Inglaterra, cujos sedimentos são característicos de ambientes de água doce, compostos por alternância de areias depositadas em planícies aluviais de sistemas fluviais anastomosados (Figura 5.4) e argilas de lagoas costeiras.



Figura 5.4. Exemplo de sistema fluvial anastomosado. Rio Waimakariri, Canterbury, Nova Zelândia (27/06/2007).

Apesar da tendência geral regressiva que vigorou ao longo do Cretácico Inferior, as variações do nível médio do mar foram frequentes, pelo que, as fácies que representam esta Época, variam entre o meio marinho marginal e o lacustre de água doce com frequentes derrames de material terrígeno. O Barremiano (Cretácico Inferior- ca. 129-125 milhões de anos) está representado no Algarve central e ocidental por depósitos lago-lacustres, enquanto que, no sector oriental ocorrem principalmente fácies fluviais.

Nos ambientes de água doce, precipitaram carbonatos cuja génese se relaciona com variações na profundidade dos lagos, movimentações tectónicas, fornecimento de nutrientes e ecologia dos organismos que precipitam carbonato de

cálcio, como ostracodes, moluscos e algas calcárias. As alterações nos ambientes lacustres foram tão rápidas, que as variações laterais e verticais de fácies são comuns. As fácies sedimentares lacustres ricas em microfósseis são muitas vezes designadas por fácies purbeck, como referência à ilha de Purbeck em Dorset (UK) onde foi formalmente descrita e caracterizada a Formação Purbeck (Jurássico Superior – Cretácico). As argilas que foram exploradas na faixa cretácica Tunes - Mem Moniz (Figura 5.5), foram depositadas em lagoas costeiras e são de fácies purbeck.

No final do Cretácico Inferior, um máximo transgressivo deu origem à formação de calcários ricos em amonites, braquiópodes, rudistas e equinóides.



Figura 5.5. Sequência sedimentar das argilas do Cretácico, em Mem Moniz, numa das paredes de exploração da Fábrica de Cerâmica do Algarve (FACEAL).

O pico desta transgressão, está marcado por uma crosta ferruginosa, gerada em meio marinho, coincidente com um evento anóxico (águas pouco oxigenadas) ocorrido no oceano global. Uma ampla transgressão marinha na transição para o Cretácico Superior teve como consequência a instalação de ambientes recifais. A grande espessura desta série resultou da importante subsidência (abatimento) devido à contração térmica, que marcou o final do regime distensivo (alargamento) da Bacia do Algarve. No entanto,

estas fácies francamente marinhas, não estão representadas no Algarve central interior, onde, como já referimos, a sedimentação decorreu em meio fluvio-lacustre. Mesmo na zona litoral, na região dos Arrifes-Albufeira, a sedimentação decorreu no Cretácico Inferior em ambiente marginal, com forte influência continental, como o atestam as pegadas de dinossauro, as folhas, pólenes e esporos em algumas camadas de margas e argilas (Figura 5.6).

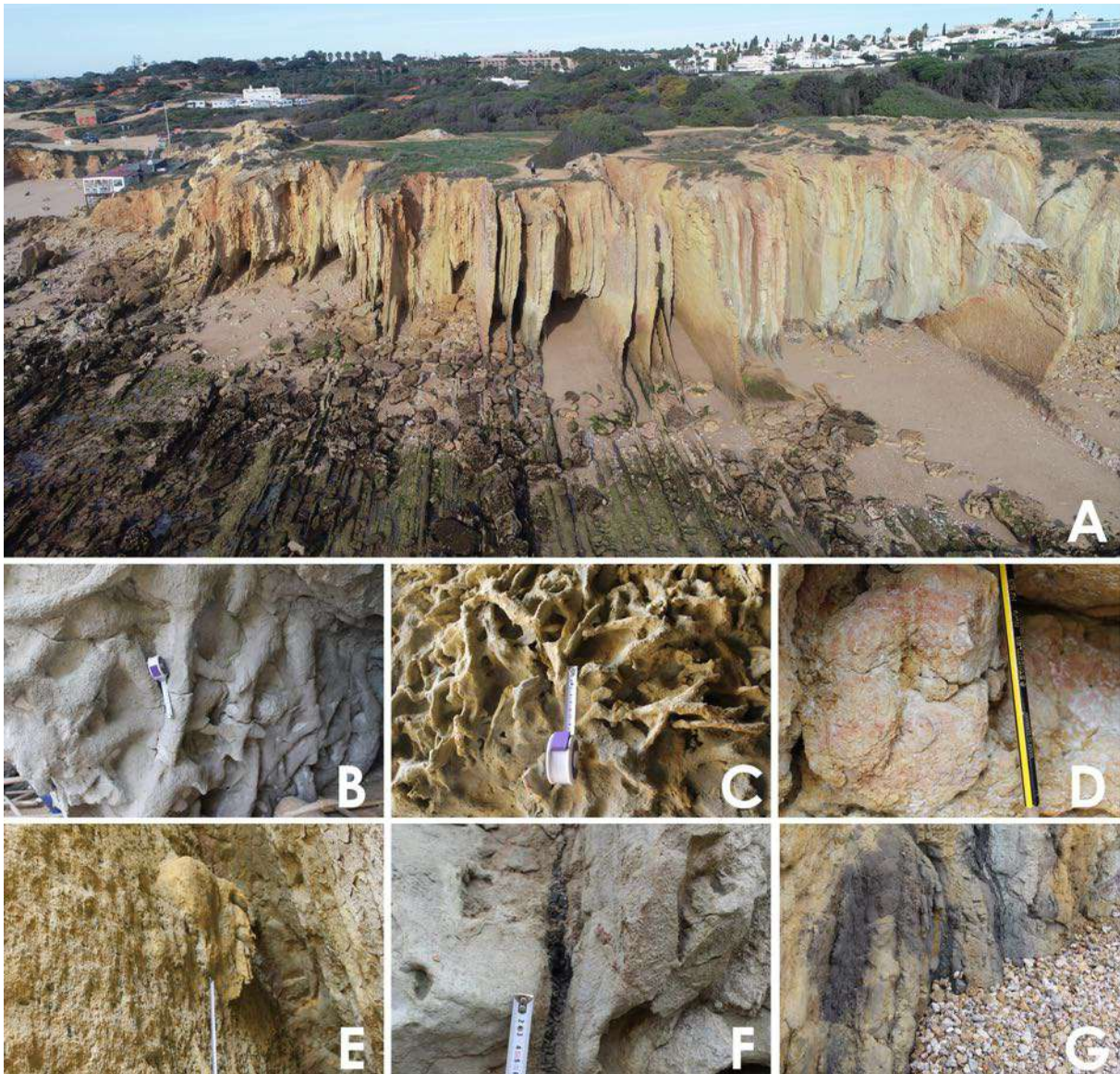


Figura 5.6. A: arriba litoral na região do Arrifes- Albufeira. Em nenhum outro local do Algarve é conhecida esta deformação das camadas cretácicas, levadas quase à vertical por halocinese associada ao diapiro de Albufeira, durante uma fase compressiva da Orogenia Alpina. B e C: Ícnofósseis D: foraminíferos macroscópicos; E: pegada de Dinossauro; F e G: camadas de matéria vegetal (influência continental).

Não são conhecidas no Algarve formações sedimentares do Cretácico pós-Cenomaniano (93,9 milhões de anos). Mais tarde, no Cretácico Superior (cerca dos 83 milhões de anos), ocorreram fenómenos de vulcanismo e de intrusão de rochas ígneas, como as que podemos observar respetivamente na arriba litoral da Luz de Lagos (Figura 5.7) e no Maciço de Monchique.

A partir do Campaniano (83,6 milhões de anos), a microplaca ibérica ficou sujeita a um regime compressivo de direção aproximadamente norte-sul, pondo fim à sua rotação no sentido contrário aos ponteiros do relógio, que predo-

minou durante o regime principalmente distensivo do Triássico e do Jurássico. Foi durante aquela intensa fase compressiva, que se geraram alguns dos mais importantes relevos da Ibéria, como por exemplo os Pirinéus, as Montanhas Cantábricas, o sistema central Luso-Espanhol e a Cordilheira Bética. Este regime compressivo foi também responsável por intensa halocinese nas bacias mesozoicas Lusitânica e do Algarve.

As arribas litorais entre Porto de Mós (Lagos) e Olhos de Água são talhadas em rochas do Mio-cénico (exceto na região de Albufeira- Arrifes) (Figura 5.8).



Figura 5.7. Arriba litoral em Luz de Lagos. Em último plano, rocha negra de uma chaminé vulcânica do Cretácico Superior, que interseta as argilas e margas estratificadas multicolores, do Cretácico Inferior.



Figura 5.8. Arriba litoral a oeste de Albufeira (Castelo), constituída por rochas sedimentares do Miocénico.

Porém, no interior do território, da ampla transgressão marinha que ocorreu no Miocénico Superior (Serravaliano- ca. 13,8-11,6 milhões de anos), restam apenas os enigmáticos depósitos de Mem Moniz, conhecidos como Espongolitos de Mem Moniz. Enigmáticos quanto à origem e ao contexto morfotectónico que permitiu a sua preservação numa mancha isolada com cerca de 332 metros quadrados. Aquando da sua deposição, em discordância sobre o Cretácico Inferior, a linha de costa localizava-se perto de Tunes a cerca de dez quilómetros mais para o interior relativamente à sua posição atual. É a todos os níveis, uma Formação particular, quer litológica

quer geneticamente. São siltes argilosos amarelos, muito ricos em microfauna e em espículas de espongiários e desconhecem-se outras formações semelhantes em Portugal. O carbonato de cálcio contribui com 62 % para a massa total dos sedimentos. Os cocolitoforídeos têm uma representação importante nestes sedimentos e as diatomáceas são também frequentes (Figura 5.9). Mas, o que mais se destaca é a abundância de espículas de espongiários. Alguns investigadores, sugeriram que os Espongolitos de Mem Moniz se formaram numa pequena fossa tectónica no cruzamento da Falha de Quarteira com a Flexura do Algibre.

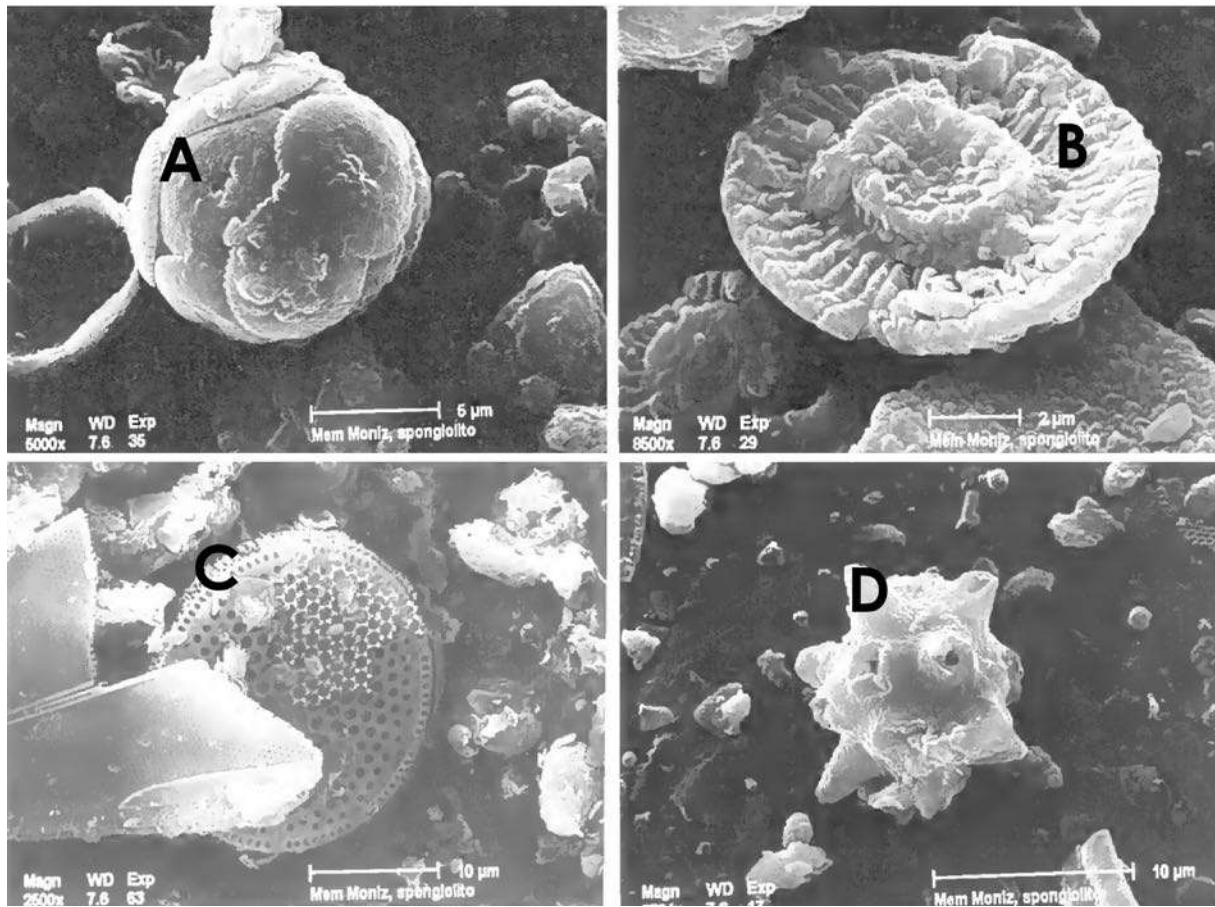


Figura 5.9. Microfósseis dos Spongolitos de Mem Moniz. A: *Reticulofenestra minuta* (cocosfera); B: *Coccolithus miopelagicus* (cocosfera); C: *Coscinodiscus tuberculatus* (diatomácea); D: *Microscleva* (esponja).
Nota: 1µm=0,01 milímetros.

CAPÍTULO 6

DO PLANALTO AO ONDULADO DOS CERROS

6.1. Conceito de Paisagem

Paisagem, tal como foi definida na Convenção de Florença em 2000, é uma área territorial tal como percebida pelas pessoas, cuja natureza é o resultado da interação entre fatores humanos e naturais. A paisagem desempenha um importante papel nos campos cultural, ecológico, ambiental e social, sendo um recurso favorável à atividade económica, cuja proteção, gestão e ordenamento adequado pode contribuir para a criação de emprego (DR, I Série-A, Decreto nº4/2005, 14 de fevereiro).

Fazem parte dos processos naturais da modelação da paisagem, os agentes da geodinâmica interna e externa. Entre estes, os rios e os glaciares contam-se entre os maiores escultores em climas temperados e glaciais, respetivamente. Nas regiões desérticas quentes, o vento é responsável pelas formas de acumulação mais abundantes na superfície do planeta: as dunas. Entre os agentes da geodinâmica interna, citamos os sismos, o vulcanismo e a tectónica. Não podemos deixar de realçar o papel dos organismos na evolução da paisagem, quer como agentes de erosão (bioerosão) quer como facilitadores de acumulação de sedimento (por exemplo, a vegetação dunar). O crescente impacto do Homem na paisagem é de todos nós conhecido, colocando muitas vezes em risco a sobrevivências dos ecossistemas.

Os agentes que contribuem para a evolução da paisagem operam em diversas escalas temporais, desde minutos (eventos catastróficos como deslizamentos de terra e tsunami), a milhares de

anos (aprofundamento de vales). Muitas das formas mais conspícuas que observamos atualmente, como por exemplo os montes e as cordilheiras montanhosas, são o resultado de forças tectónicas que operaram há muitos milhares de anos e que dobraram (deformação dúctil) e fraturaram (deformação frágil) as rochas.

6.2. Os cerros herdados do Jurássico

Para compreendermos a evolução geodinâmica da região, comecemos por “ler” a paisagem. Na área envolvente do Planalto do Escarpão, a norte e a este, contrastando com o aplanamento somital daquele, o terreno é ondulado e erguem-se diversos cerros em ambas as margens da Ribeira de Quarteira/ Falha de Quarteira. O topo de alguns desses cerros, correspondem a vértices geodésicos da rede geodésica nacional (Figura 6.1).

O contraste entre os compartimentos este e oeste da Falha de Quarteira não podia ser maior (Figura 6.2). A oeste, as formações do Jurássico Superior do Planalto do Escarpão identificadas no capítulo quatro e interpretadas no capítulo cinco, estão sequencialmente organizadas desde o Oxfordiano (ca. 163 milhões de anos- Formação de Peral) até ao Tithoniano (ca. 145 milhões de anos- Formação dos Calcários com *Achispirocyclina lusitana*), com uma inclinação geral para sudoeste (Figura 6.3). Em todo o planalto, são os calcários da Formação de Escarpão que afloram e definem a superfície somital, que corre a cotas próximas dos 130 metros.



Figura 6.1. Exemplos de vértices geodésicos (V.G) nos cerros elevados na periferia do Planalto do Escarpão, alguns deles aproveitando moinhos de vento como suporte. A: Cerro do Ouro (144 metros); B: Cerro de S. Vicente (175 metros); C: Cerro do Moinho do Leitão (154 metros)- moinho antigo (1980); D: posição atual do V. G. Do Moinho do Leitão (foi deslocado), em relação ao moinho atual (fotografia E).

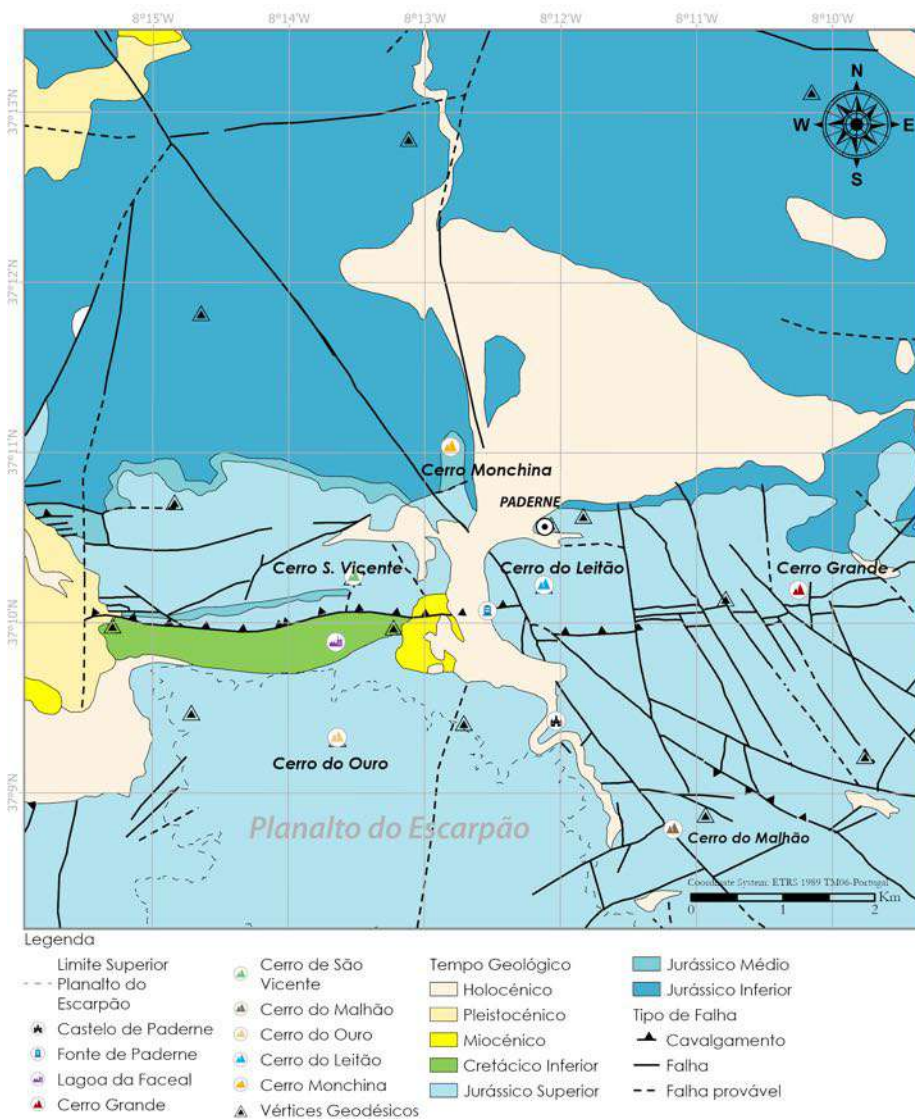


Figura 6.2. Localização dos cerros e vértices geodésicos citados no texto. A base sobre a qual foram assinalados, é a carta geológica de Portugal, na escala 1/100 000, Folha Ocidental, Serviços Geológicos de Portugal.



Figura 6.3. Camadas de calcário da Formação de Escarpão na margem do vale da Ribeira de Quarteira. Note a inclinação das camadas para sudoeste (SW).

A região a este da falha de Quarteira, corresponde a um corredor de intensa deformação que afeta todas as formações do Jurássico Superior que aí afloram em retalhos, deslocados por falhas, correspondendo algumas destas a cavalgamentos (Figura 6.4).

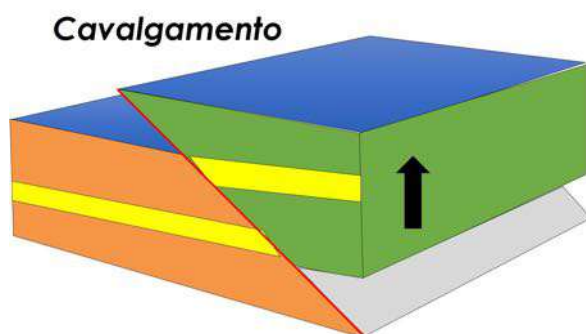


Figura 6.4. Esquema de cavalgamento. Falha na qual um dos blocos se sobrepõe parcial ou totalmente ao outro.

Cerro Grande

O Cerro Grande localizado a sudeste da aldeia de Paderne (ver Figura 6.2), tem o cume alongado na direção nordeste-sudoeste e atinge os 224 metros de altitude. O vértice geodésico de Almeijoafas está situado no extremo sudoeste do cume, a 203 metros de altitude. A vertente virada a nordeste é a mais suave. A posição topograficamente elevada do Cerro Grande é o resultado da movimentação tectónica de dois sistemas de falhas que deslocam as formações geológicas. Um deles, de direção aproximadamente este-oeste, desloca as formações de Peral (Oxfordiano-Kimmeridgiano) e de Cerro da Cabeça (Kimmeridgiano), individualizando uma faixa dos designados dolomitos de Santa Bárbara de Nexa que se interpõe entre aquelas formações.

A unidade litoestratigráfica dos dolomitos de Santa Bárbara de Nexe é, de acordo com vários autores, o resultado da dolomitização secundária de formações geológicas mais antigas. O facto de os dolomitos de Santa Bárbara de Nexe possuírem limites heterócronos (de idades diferentes), é um argumento a favor desta interpretação. O processo diagenético de dolomitização, resulta da substituição dos iões de cálcio por iões de magnésio na rede cristalina. A elevada densidade de falhas pode ter contribuído para este processo, ao facilitar a ascensão e circulação de fluidos ricos em magnésio.

Uma outra família de falhas que afeta a região do Cerro Grande, é de direção aproximadamente noroeste-sudeste (NW-SE), grosseiramente paralelo à Falha de Quarteira (Acidente tectónico de S. Marcos), e que corta todas as formações do Jurássico aflorantes na região, não sendo no entanto visível para norte da Ribeira do Algibre (direção este-oeste). Esta família de falhas NW-SE e também a Falha de Quarteira, desloca as falhas este-oeste, pelo que, a sua movimentação é mais recente que estas, sendo pelo menos do Jurássico Superior, pois afeta a Formação de Escarpão (Kimmeridgiano – Tithoniano). Embora desapareçam por baixo dos terraços fluviais do Quaternário Superior, na confluência das ribeiras de Algibre e Alte (capítulo 7), algumas falhas com a mesma direção NW-SE e por isso provavelmente da mesma família, afetam sedimentos quaternários mais a sul. O sistema de falhas NW-SE, no qual se inclui a Falha de Quarteira, é pois um sistema de falhas ativas, isto é, movimentaram-se já depois do Pliocénico (5,3 milhões de anos). Explica-se assim que a Formação de Peral do Oxfordiano-Kimmeridgiano, deslocada por falhas, esteja topograficamente mais elevada em relação à Formação mais recente (Kimmeridgiano) de Cerro da Cabeça.

Cerro do Malhão

O Cerro do Malhão (ver Figura 6.2), localizado a sul de Paderne, contém um vértice geodésico com 194 metros de altitude e completa o triângulo com marcos geodésicos nesta região da margem esquerda da Ribeira de Quarteira, formado pelos cerros Grande, do Leitão e do Malhão.

O Cerro do malhão, localiza-se junto a um dos mais pronunciados meandros da ribeira de Quarteira e é controlado por uma falha de orientação nordeste-sudoeste. Esta, é deslocada pela falha de Quarteira, que intersecta o Cerro do Malhão. À semelhança do Cerro Grande e do Cerro do Leitão, são as rochas mais antigas da Formação de Peral (Oxfordiano-Kimmeridgiano) que formam o Cerro do Malhão. As rochas das formações de Cerro da Cabeça e de Escarpão, mais recentes (Kimmeridgiano), afloram a cotas mais baixas na periferia dos cerros. O contexto morfotectónico nesta região, tal como referido anteriormente, é muito complexo, sendo a maioria dos contactos entre as diversas formações do Jurássico Superior, feito por falhas, algumas delas cavalgantes (ver Figura 6.4). Este corredor de deformação frágil (rochas fraturadas), não tem correspondência no lado oeste da Falha de Quarteira. Aqui, os cerros de Monchina e do Ouro, correspondem a dobras em anticlinal, respetivamente em calcários margosos e margas de Telheiro, atribuídas ao Jurássico Médio (Caloviano: 166,1 – 163,6 milhões de anos) e em calcários da Formação de Escarpão (Jurássico Superior: 157,3-152,1 milhões de anos). As formações jurássicas constrangidas geográfica e morfologicamente entre o Planalto do Escarpão e a Serra da Picavessa, dispõem-se em estreitas faixas este-oeste, separadas por falhas com a mesma direção.

Cerro Monchina

O Cerro Monchina (ver Figura 6.2) eleva-se a 120 metros, no limite sul da Serra da Picavessa no cruzamento da Falha de Quarteira de direção NW-SE com uma outra falha com direção nordeste-sudoeste. É através desta falha que, nesta zona, se estabelece o contacto entre a Formação de Picavessa do Jurássico Inferior a norte, com a Formação de Peral do Jurássico Superior (Figura 6.5).

A Formação de Picavessa, atribuída ao Jurássico Inferior (Sinemuriano a Toarciano: 199,3 a 174,1 milhões de anos) tem espessura estimada entre os 300 e os 500 metros. Os sedimentos, posteriormente transformados nas rochas que observamos, depositaram-se em meio marinho pouco profundo. Foram os primeiros sedimentos marinhos que se seguiram à deposição em meio continental no Triássico, predominantemente pantanoso e fluvial, onde viveram anfíbios de grande porte, como é exemplo o *Metoposaurus algarvensis*. O Jurássico Médio está mal representado no Al-

garve, pois ocorreu uma regressão, antes que os ambientes marinhos se reconstituíssem no Jurássico Superior. No entanto, o Cerro Monchina está erigido em calcários margosos e margas de Telheiro, atribuídas ao Jurássico Médio (Caloviano: 166,1 – 163,6 Ma). Os sedimentos que lhes deram origem, depositaram-se em meio marinho, mas são pouco fossilíferos. Só são conhecidos a sul da flexura do Algibre, frequentemente no centro de anticlinais como o Cerro Monchina, alguns deles, anticlinais salíferos.

Com exceção do Cerro do Ouro, dobrado em anticlinal nos calcários de Escarpão do Kimmeridgiano-Tithoniano, todos os restantes, têm como substrato físico, as formações do Oxfordiano (Formação de Peral: cerros do Malhão, Leitão, Grande, S. Vicente) ou do Jurássico Médio (Cerro Monchina). Este contexto morfo-tectónico significa que faltam centenas de metros de sedimentos depositados nos andares subsequentes (Kimmeridgiano e Tithoniano).

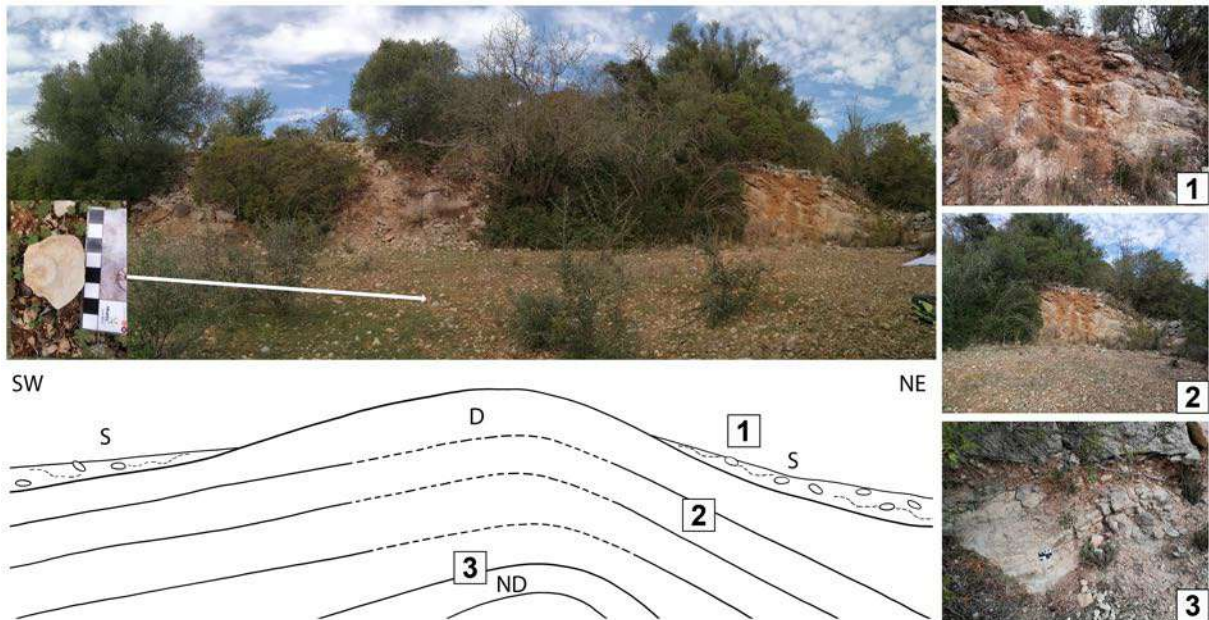


Figura 6.5. Cerro Monchina. Em cima: fotografia de dobra em anticlinal nos Calcários e Margas de Telheiro e fósfil de amonite encontrado no solo; Em baixo: esquema interpretativo do corte geológico na vertente sul do Cerro Monchina, correspondente à fotografia A, em que 1) pormenor das camadas no flanco nordeste da dobra e solo (s); 2) camadas de espessura métrica, inclinando 60° para este; 3) núcleo da dobra (ND). As linhas a tracejado no esquema B, correspondem à massa de rocha que desapareceu por erosão.

A explicação pode estar na intensa erosão ocorrida em consequência do soerguimento continental, durante a tectónica compressiva que se instalou a partir do Cretácico.

Cerro do Ouro

Na margem do Planalto do Escarpão, a nordeste (ver Figura 6.2), ergue-se o Cerro do Ouro, a 141 metros de altitude, cujo ponto mais alto está assinalado por um vértice geodésico (ver Figura 6.1A). Dobrado em anticlinal, nos calcários da Formação de Escarpão, é rodeado por uma depressão periférica escavada nas formações cretácicas e miocénicas (Figuras 6.6 e 6.7).

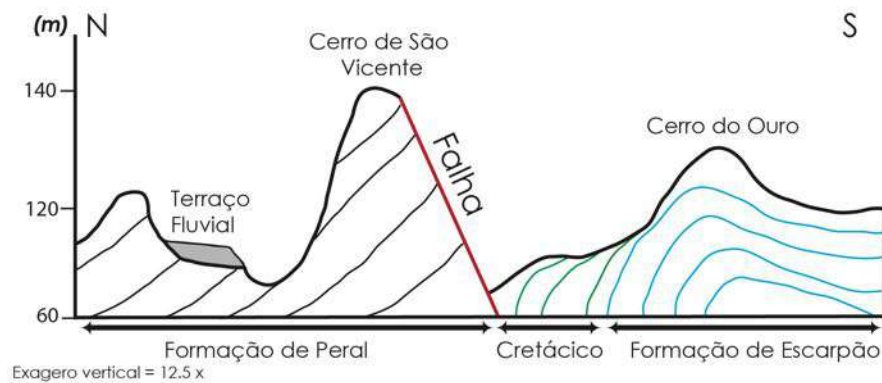


Figura 6.6. Depressão preenchida por argilas e margas do Cretácico Inferior entre os cerros do Ouro e de S. Vicente. São estas argilas que foram exploradas para produção de cerâmica na Fábrica de Cerâmica do Algarve (FACEAL).

Figura 6.7. Vista dos afloramentos das argilas cretácicas, observadas a partir do Cerro de São Vicente (A) e do Ouro (B). Note em cada uma das fotografias, as chaminés da FACEAL. Ver também figura 6.6.



CAPÍTULO 7

O ÚLTIMO RETOQUE DA PAISAGEM PARA CRIAR O BARROCAL

7.1. Diversidade da paisagem

A diversidade morfológica das paisagens é o resultado de complexas interações entre a litosfera, a hidrosfera, a biosfera e a atmosfera. As paisagens que presentemente apreciamos, resultam da interação entre a geodiversidade, a biodiversidade, a utilização do solo e a ocupação humana e estão ainda a adaptar-se ao legado da Época Pleistocénica (ver Figura 1.1), durante a qual as alterações climáticas foram frequentes e de grande magnitude. A última feição da superfície da Terra tem sido principalmente, como não poderia deixar de ser, o resultado dos processos atuantes na última fatia de tempo geológico: o Período Quaternário (últimos 2,58 milhões de anos). Uns mais lentos que outros, os processos da geodinâmica externa, ora construtivos, ora destrutivos, vão modificando a superfície do Planeta. Para esta modificação, contribuem também os eventos extremos, como erupções vulcânicas, sismos, tsunamis, cheias e deslizamentos de terras, que, em minutos alteram profundamente a paisagem.

A sucessão de cumes e vales, as planícies e os planaltos, as praias e as dunas, as ilhas e os cabos, são alguns dos elementos da paisagem natural, resultantes do balanço entre os processos construtivos e os erosivos. Na velocidade a que decorre a modificação da paisagem e a alteração das rochas, o substrato rochoso tem um papel fundamental, a par com o clima e o tempo de atuação dos agentes modeladores.

7.2. Alteração das rochas

Quando expostas na superfície da Terra, as rochas estão quase sempre em desequilíbrio com as condições nela prevaletentes, por serem diferentes das do ambiente onde se formaram. Deste modo, através de processos e mecanismos vários, as rochas são alteradas para materiais mais estáveis nas condições de superfície: minerais de argila, os principais componentes do solo. Os agentes da geodinâmica externa, isto é, os agentes que promovem a meteorização das rochas em condições de superfície, são a água, o gelo, o vento e as amplitudes térmicas. Simultaneamente, a água, o gelo e o vento, são também agentes de erosão e de transporte.

Meteorização é a alteração das rochas que se encontram na superfície terrestre ou muito próximo dela e envolve dois mecanismos distintos: (i) meteorização química - alteração através de reações químicas, conducentes à modificação da composição das rochas e por vezes à formação de novos minerais (minerais neoformados); (ii) meteorização física - mecanismo que inclui apenas a partição mecânica das rochas. Embora envolvam processos distintos, a meteorização química e a meteorização física raramente operam separadamente. Pelo contrário, os efeitos de uma, favorecem a atuação da outra (Figura 7.1). Dependendo das condições climáticas, uma das referidas formas de meteorização pode, no entanto, predominar largamente sobre a outra. Quer isto dizer que o tipo de meteorização, é um processo latitudinal. Por

exemplo, a meteorização física predomina nas latitudes elevadas, onde a água ocorre sobretudo na forma de gelo e neve, enquanto que, a meteorização química predomina nas regiões intertropicais com elevada taxa de precipitação e temperaturas elevadas.

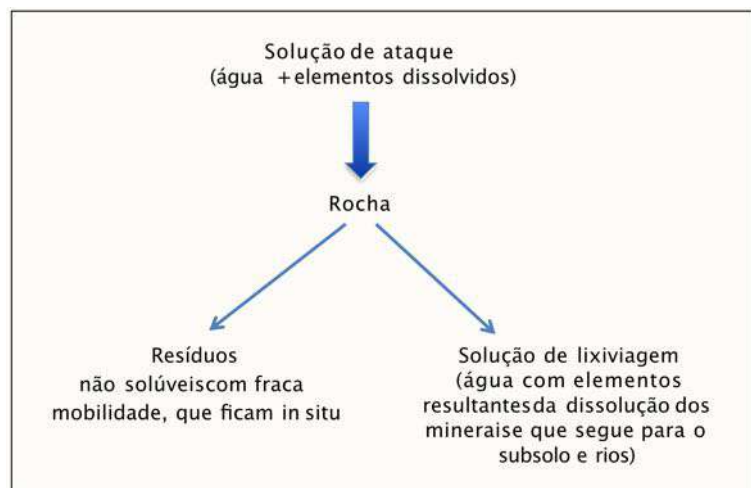
As rochas carbonatadas, como os calcários, calcários dolomíticos, dolomias e calcários margosos, são particularmente vulneráveis à meteorização química, através de um processo designado por dissolução.

Dissolução é o processo de desagregação química de um mineral por ação de um solvente, que, na natureza é a água. Cada mineral tem um equilíbrio de solubilidade próprio, que traduz a sua facilidade para se dissolver na água. O cálcio (Ca) está entre os elementos mais solúveis, por oposição ao ferro (Fe), que só é solúvel em condições ambientais particulares. Por este motivo, o Fe, juntamente com os minerais de argila são os elementos residuais que ficam *in situ* (Figura 7.2) após a lixiviação, formando um solo argiloso de cor avermelhada tão característico das regiões calcárias: *terra rossa*.



Figura 7.1. Alteração do calcário da Formação de Escarpão. As fraturas representadas com linhas brancas tracejadas e os planos de camada representados com linhas pretas contínuas, facilitam a penetração da água. Note que os planos de camada estão quase completamente obliterados devido à alteração. Desta, resultam fragmentos de calcário e argila de cor vermelha (terra rossa). Na alteração deste afloramento, concorreram ambas as formas de meteorização: química (dissolução) e física (fraturação).

Figura 7.2. Esquema geral da meteorização química de uma rocha.



A *terra rossa* é o solo característico das regiões carbonatadas de clima mediterrânico. É pouco espesso, geralmente pedregoso, pobre em matéria orgânica e difícil de trabalhar. Durante a es-

tação húmida, fica encharcado e durante a estação seca, abre fendas profundas- fendas de retração (ou de dessecação) (Figura 7.3).

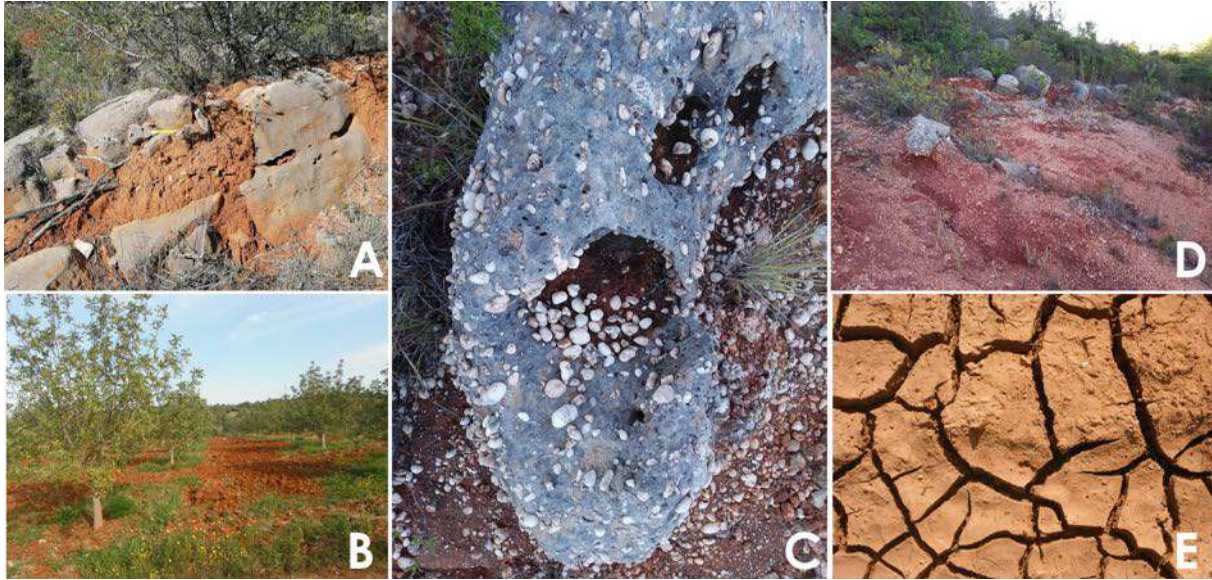


Figura 7.3. A: terra rossa resultante da dissolução do calcário. Note como a dissolução foi favorecida ao longo do plano entre camadas; B: solo típico das regiões calcárias, este no Planalto do Escarpão; C: seixos de quartzo desprendidos da matriz carbonatada por dissolução desta; D: fase residual detrítica composta por seixos principalmente de quartzo, areia siliciosa e argila de cor vermelha devido à presença de óxidos de ferro; E: fendas de retração (ou dessecação) em argilas.

7.3. Paisagens cársticas

As paisagens cársticas são um tipo particular de paisagens de dissolução, características de regiões calcárias que ocorrem em todas as latitudes e altitudes, desde as montanhas ao litoral. Apesar de a designação de carso ser tradicionalmente utilizada para dissolução em rochas carbonatadas, é também aplicada por vezes a outros tipos de substrato, como por exemplo, o gesso.

A evolução do carso em rochas carbonatadas, é governada pela temperatura, a precipitação e a quantidade de dióxido de carbono na água. É pois fácil perceber, que o potencial de dissolução dos carbonatos, é máximo em clima húmido e quente. Nas regiões áridas de clima mediterrâ-

nico, como é o caso do Barrocal do Algarve, a evolução do carso, é, na maior parte do tempo, muito lenta. No entanto, ao longo do Quaternário, ocorreram por diversas vezes, fases húmidas que impulsionaram o seu desenvolvimento. Por exemplo, há cerca de 125 000 anos, no evento climático conhecido por Eemiano, o clima foi húmido e quente o suficiente, para que se tivessem formado solos e a taxa de carsificação tenha sofrido um incremento.

As paisagens cársticas são habitualmente muito belas, com uma enorme diversidade de formas. No litoral, concorrem para formar cabos, penínsulas, enseadas e grutas (Figura 7.4).

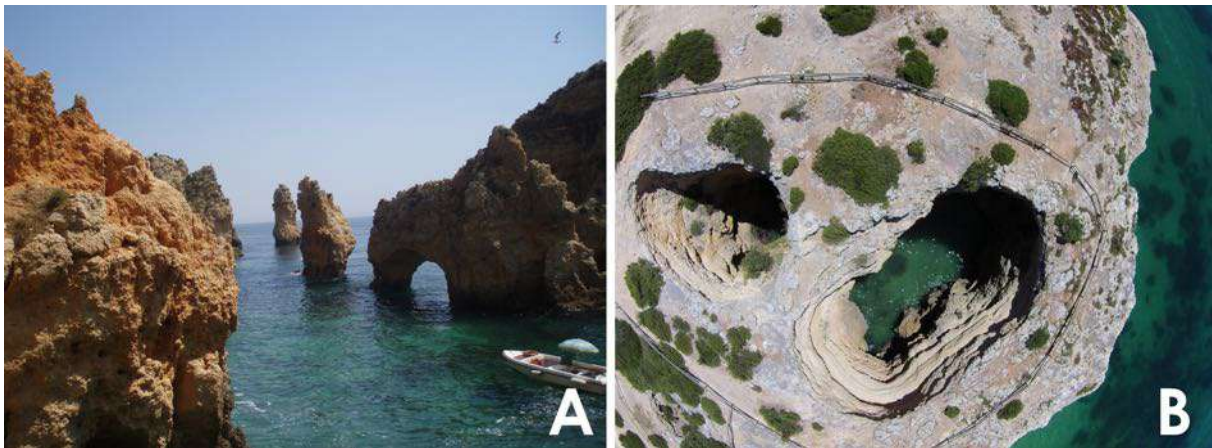


Figura 7.4. A: Ponta da Piedade, Lagos (Algarve); B: imagem drone dos algares de Albandeira, Algarve

O desenvolvimento do carso em profundidade, gera um padrão complexo de circulação subterrânea (Figura 7.5) e coloca sérios problemas à gestão do território, que deve ser encarada com particular cuidado, quer no que diz respeito à potencial contaminação das toalhas de água quer ao risco sísmico. São os sistemas cársicos que contêm as maiores reservas de água doce do Planeta. Em muitas regiões áridas, como é o caso do Algarve, foi a água dos aquíferos jurássicos que supriu durante décadas, antes do repres-

amento de alguns rios, quase 90 % das necessidades em água doce para consumo humano, agricultura, pecuária e indústria.

O carso, começa por se desenvolver à superfície – epicarso, originando na primeira fase uma morfologia designada por *karren* (Figura 7.6). A rocha exposta à água meteórica (chuva), desenvolve uma porosidade secundária, originando uma circulação superficial difusa.

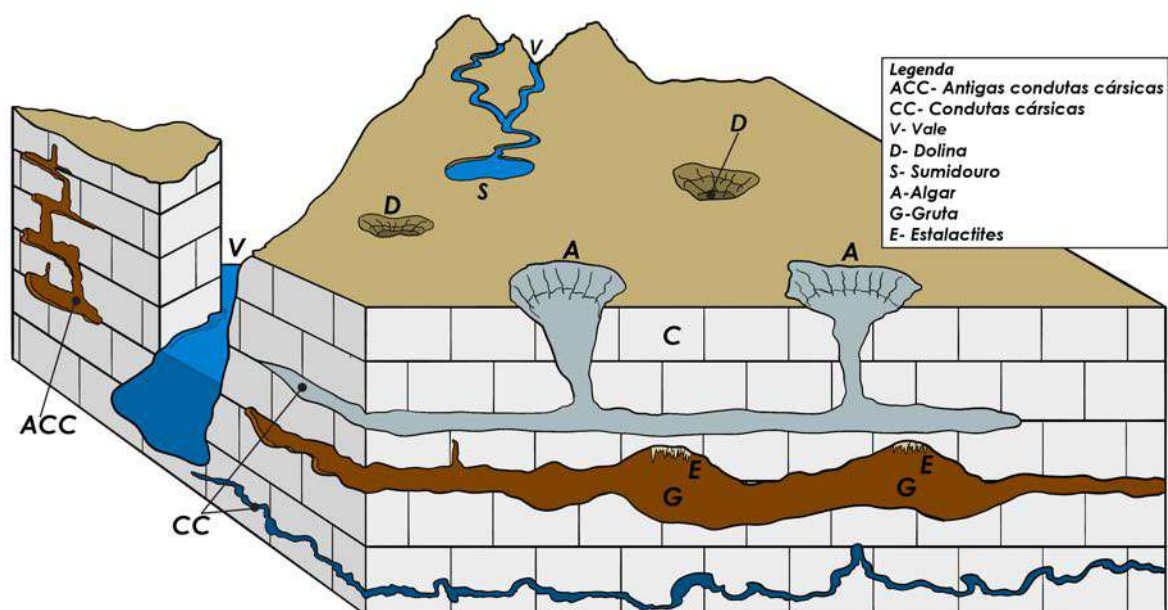


Figura 7.5. Esquema de um sistema cársico.

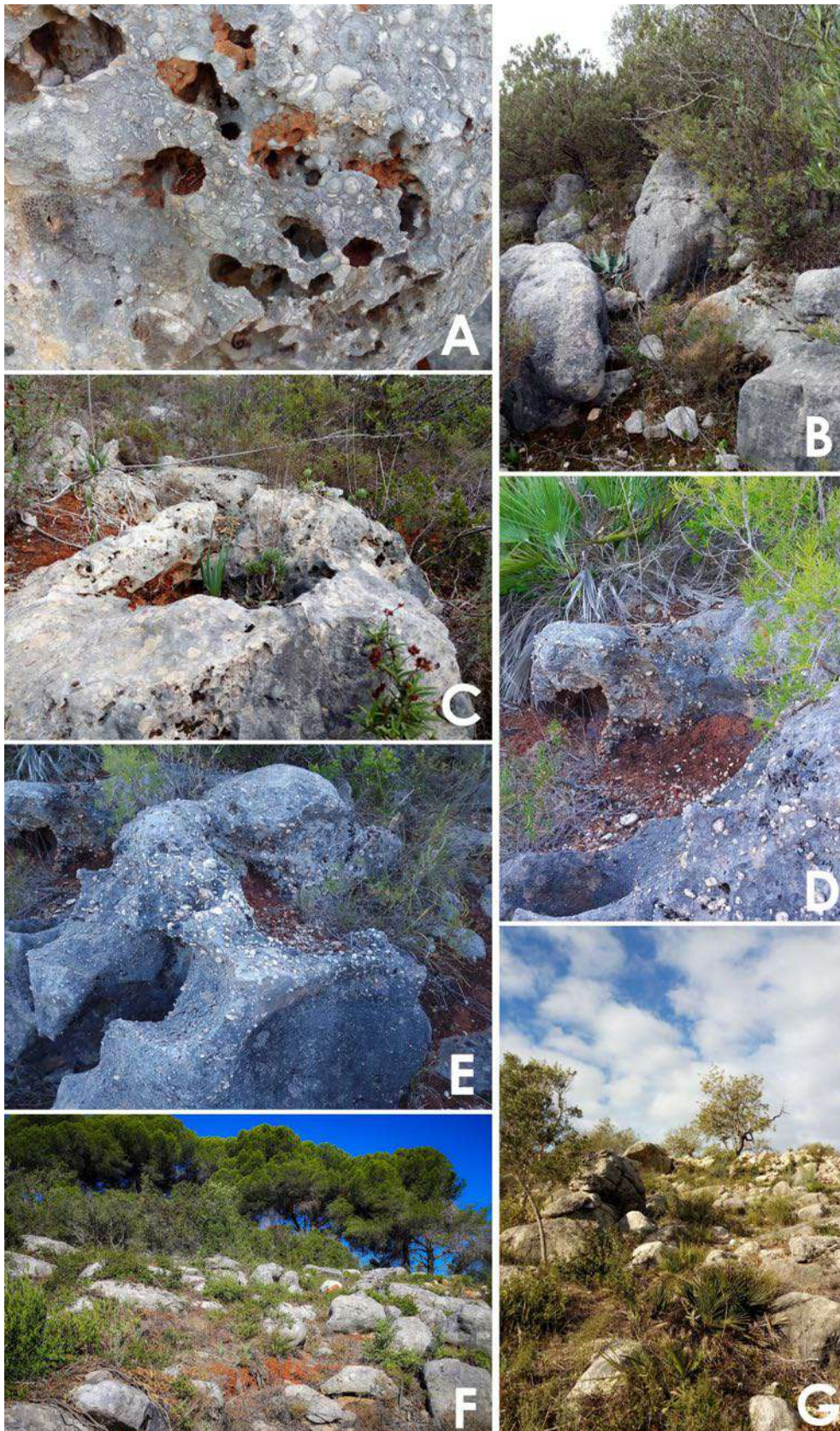


Figura 7.6. Fotografias de campo no Planalto do Escarpão, exemplificativas do *karren* (epicarso). Em A, a porosidade secundária resultou da dissolução de fósseis carbonatados. De B a E é possível evidenciar o resultado da dissolução a Terra rossa (sedimento vermelhado nas tinas de dissolução). F e G: paisagem característica de zonas cársicas (caos de blocos).

A profundidade até à qual se estende o epicarso é muito variável, tipicamente entre 10 e 15 metros. Os sumidouros, as dolinas e os algares são

cavidades cársticas que potenciam a infiltração da água para o subsolo (Figura 7.7).

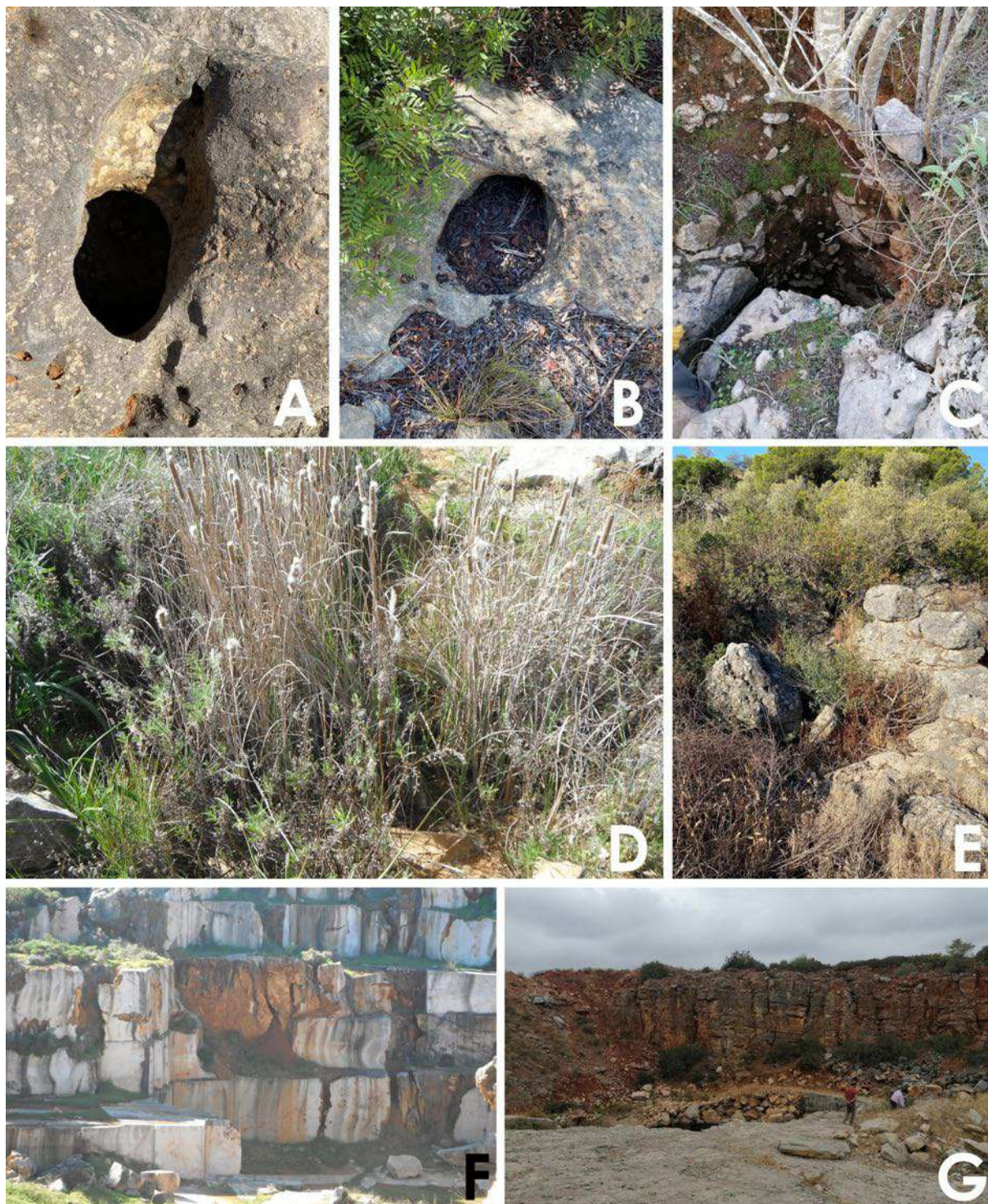


Figura 7.7. Aspectos cársticos relacionados com o escoamento da água para o subsolo, no Planalto do Escarpão, exceto a fotografia F que corresponde a uma pedreira entre S. Brás e Moncarapacho. A, B, C, D: sumidouros; E: algar (nome local - algarão), parcialmente obstruído por solo e vegetação; G: pedreira no Planalto do Escarpão. Note, em F e G, as fraturas verticais que afetam as bancadas de calcário e que facilitam a infiltração da água.

A infiltração difusa, altera em profundidade para fluxos mais organizados, através de condutas cársticas, associadas geralmente a sistemas de fratura e planos entre as camadas para formar aquíferos.

No Planalto do Escarpão não se desenvolveram lapiás de grandes dimensões (Figura 7.8) como em outros locais do Barrocal do Algarve, como por exemplo na Varejota, onde os megalapiás são realmente notáveis.

A ação continuada da dissolução dos calcários, conduziu à formação de aplanamentos cársticos, morfologicamente também designados por chãs, onde, com a ajuda da despedrega e construção de muros de suporte ao longo de gerações, o solo se segura e acolhe culturas de cereais (Figura 7.9). A localização dos aplanamentos cársticos depende da topografia original, na maioria das vezes controlada estruturalmente.

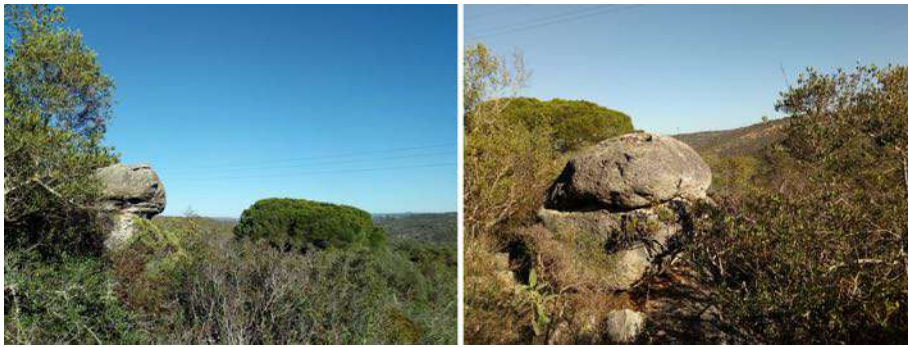


Figura 7.8. Lapiás no Planalto do Escarpão.

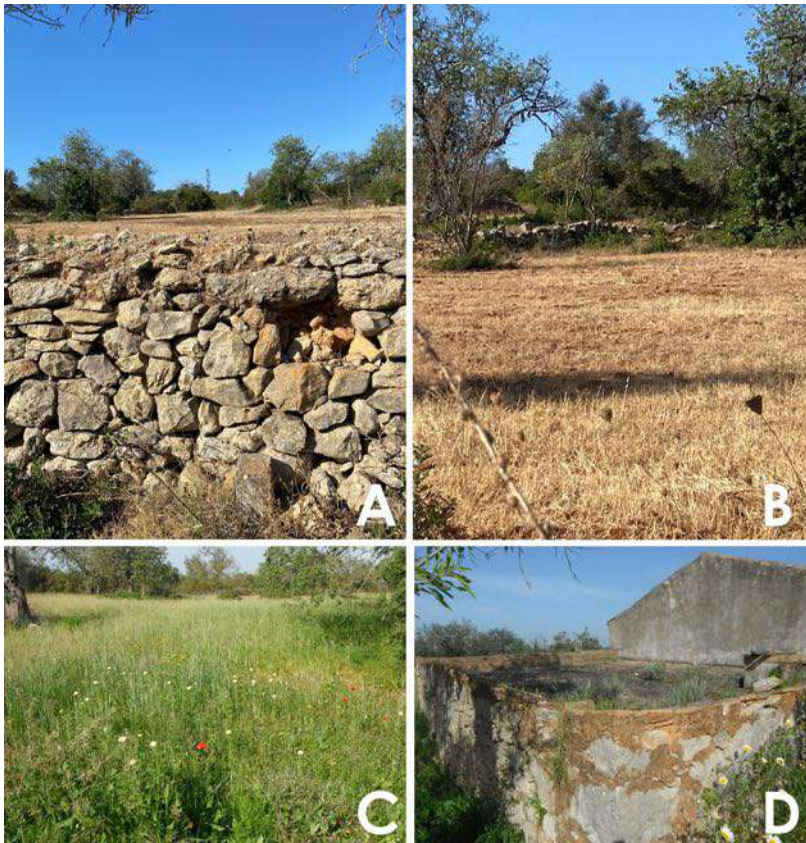


Figura 7.9. A e B: chãs (neste caso, aplanamentos cársticos) no Planalto do Escarpão. C: chã cultivada com cereais e D: casa com eira, adjacente ao campo da fotografia C. Na fotografia A, note o muro de suporte construído em pedra seca, que não constitui uma barreira ecológica.

7.4. Rede hidrográfica

A água da chuva que cai nas áreas continentais, pode seguir quatro percursos combinados: (i) infiltra-se, (ii) escorre à superfície, (iii) evapora ou, (iv) fica retida na superfície em lagos e charcos. A relação entre a água que se infiltra e a que escorre à superfície, depende de dois fatores principais: (i) permeabilidade da rocha e do solo, (ii) inclinação da superfície topográfica. É a água de escorrência superficial que dá origem às linhas de água de diversa extensão, desde um simples barranco onde a água escorre apenas durante o período de precipitação, aos rios de regime mais ou menos constante.

O relevo da Serra do Algarve, contrasta fortemente com o relevo do Barrocal, porque, a relação entre a água de escorrência superficial e a infiltrada é muito diferente, para além obviamente de ser distinta a litologia entre estas duas regiões naturais do Algarve. Na Serra, as linhas de água encaixam profundamente no substrato, para formar vales apertados e barrancos e a rede hidrográfica é muito densa (numerosas linhas de água por cada unidade de superfície). O padrão de drenagem é dendrítico, quer dizer, parecido com a disposição dos ramos numa árvore. A explicação é simples. As rochas da Serra do Algarve são xistos e grauvaques (da Era Paleozoica), bastante impermeáveis, que dificultam a infiltração da água da chuva. Por isso, esta escorre principalmente à superfície, pelas vertentes e pequenas linhas de água, que vão engrossando para formar ribeiras e rios. No Barrocal, a relação entre a água que escorre à superfície e a que se infiltra é oposta à descrita para a Serra. As rochas do Barrocal, são principalmente carbonatadas, muito vulneráveis ao ataque químico. Este, favorecido por fraturas e planos de camada, abre cavidades facilitadoras da infiltração da água (carsificação- ver secções

7.2 e 7.3). No Barrocal, a rede de drenagem, ao contrário da Serra, é pouco densa e de padrão paralelo ou retangular que evidencia o controle estrutural (falhas ou contactos litológicos). Por exemplo, do Planalto do Escarpão escapam poucas e pequenas linhas de água que se dirigem para a base do planalto. A elevada capacidade de infiltração desta região permite alimentar três sistemas aquíferos: (i) Querença-Silves, (ii) Albufeira-Ribeira de Quarteira e (iii) Quarteira. Várias nascentes naturais são manifestações superficiais destes aquíferos, como por exemplo a Fonte de Paderne (Figura 7.10). Mas existem muitas outras em todo o Barrocal.

Ano após ano, a água vai escavando e aprofundando o seu vale, mais ou menos velozmente, dependendo da dureza do substrato, do declive do leito e da quantidade de água e carga sólida (sedimentos) transportada. Relativamente ao controle exercido pelo substrato rochoso no processo de entalhe do vale, poderemos considerar três tipos de canais: (i) canais controlados pelo substrato, (ii) canais aluviais, não controlados pelo substrato e (iii) canais semi-controlados pelo substrato.

A Ribeira de Quarteira, é claramente controlada pelo substrato. O seu vale serpenteia em meandros ditados por fraturas. Não existem praias fluviais. O leito é todo ele rochoso formado por camadas de calcário e bem encaixado no planalto (Figura 7.11).

As ribeiras de Quarteira e de Algibre, são controladas estruturalmente pelas falhas de Quarteira e de Alportel, respetivamente. No caso da falha de Algibre, também designada por flexura do Algibre, ela corresponde a um cavalgamento das formações do Jurássico Inferior sobre as do Jurássico Superior.



Figura 7.10. A: lavadouros públicos, na Fonte de Paderne; B: canalização da água que é depois transportada por diques e levadas, para alimentar as várzeas; C:

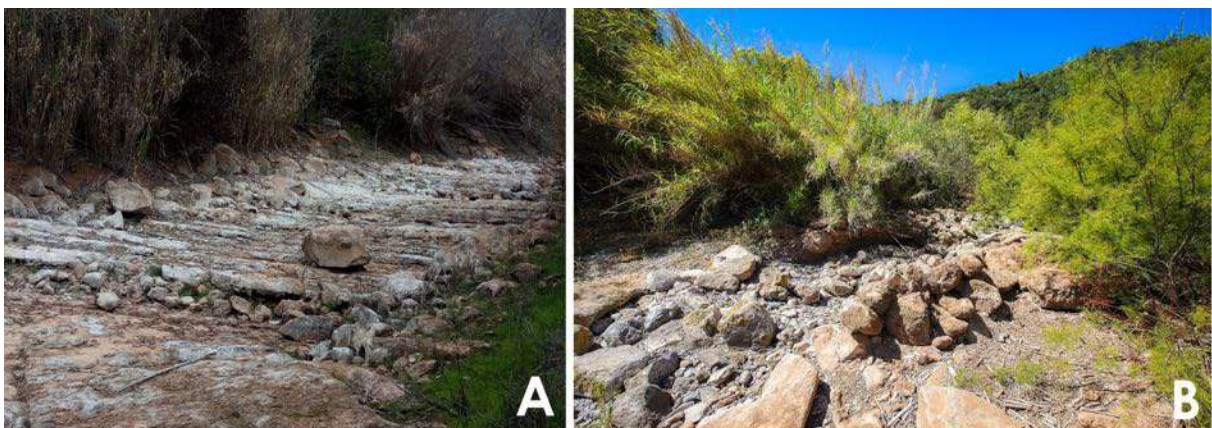


Figura 7.11. A e B: Leito da Ribeira de Quarteira. C: Vale meandrante da Ribeira de Quarteira, bem encaixado no planalto.

A Ribeira de Quarteira, com direção noroeste-sudeste, é a principal via fluvial da região e toma este nome depois da confluência entre outras duas ribeiras: Alte e Algibre, a cerca de um quilómetro a norte de Paderne. É aqui que encontramos as várzeas mais extensas da região (Figura 7.12). As várzeas, são terrenos planos localizados nas margens dos rios, formadas pelas aluviões depositadas quando as águas extrava-

sam o leito. São zonas naturalmente férteis. Inseridas num contexto morfoclimático onde a chuva é pouca (clima mediterrânico) e o substrato rochoso promove a infiltração, as ribeiras são de carácter efêmero. Basta uma semana, para que o caudal de enxurrada durante um período de intensa precipitação, se reduza a um leito pedregoso, subsistindo apenas alguns charcos, também eles temporários (Figura 7.13).

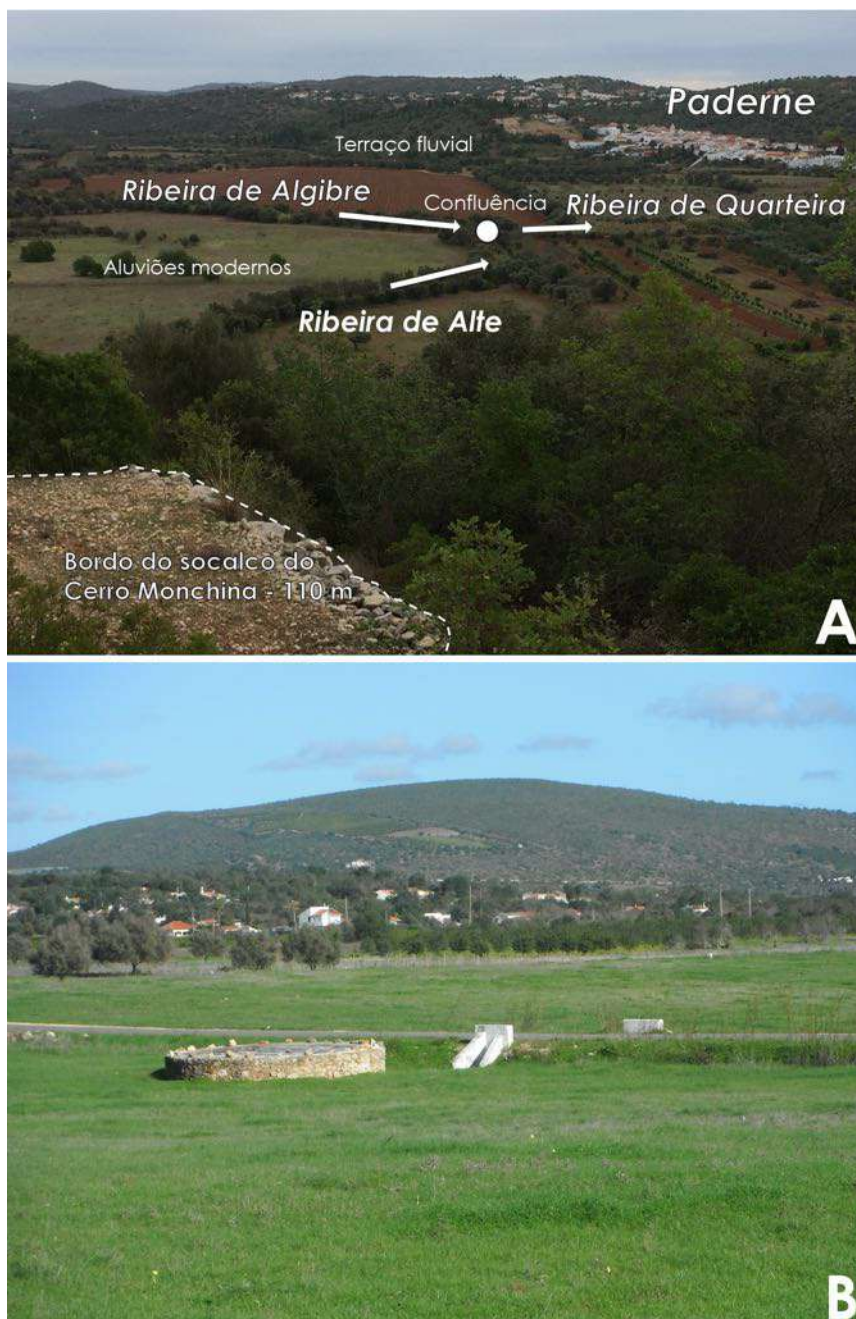


Figura 7.12. Paisagem que observamos a partir do Cerro Monchina. A: confluência das ribeiras de Algibre e Alte, para formar a Ribeira de Quarteira, com a aldeia de Paderne em segundo plano. B: várzea (aluviões modernas). Note o dique de conduta de água, uma constante nestas paisagens onde o aproveitamento dos escassos recursos hídricos de superfície, é vital.

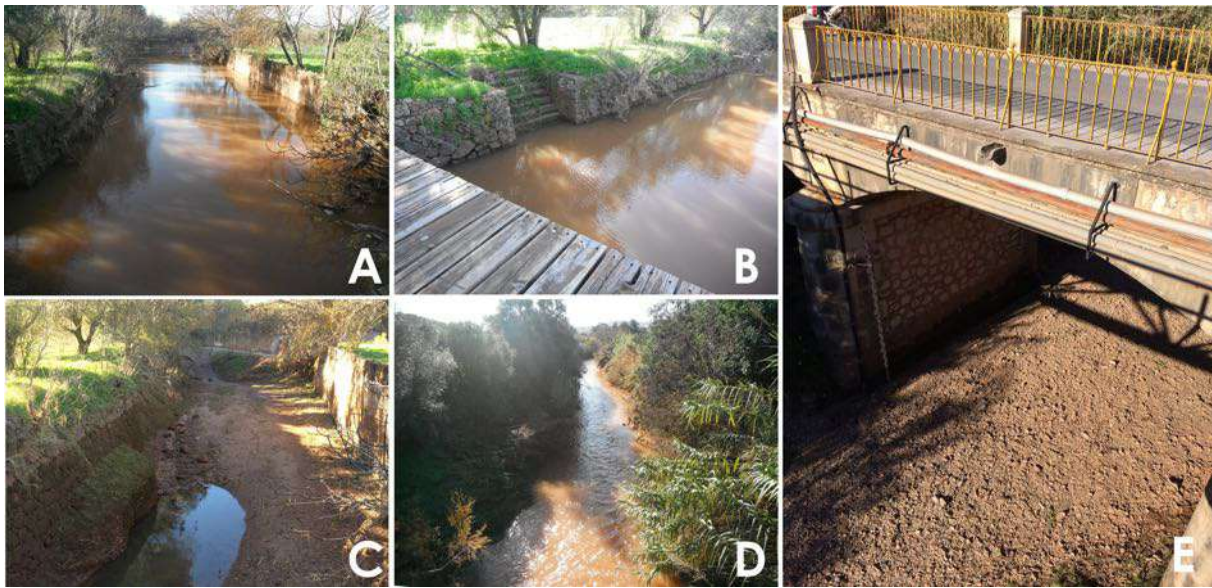


Figura 7.13. A e B: Ribeira de Algibre no dia 20/12/2020; C: Ribeira de Algibre no dia 26/12/2020; D e E: Ribeira de Quarteira vista para sul da Ponte do Purgatório (Paderne), respetivamente nos dias 20/12/2021 e 26/12/2021.

7.5. Evolução das redes hidrográficas

A introdução de feldspatos e de óxidos de ferro na bacia, no final do Pliocénico (Figura 7.14), foi interpretada como o resultado do reajuste tectónico responsável pelo levantamento da Serra do Algarve, que ficou elevada em cerca de 300-400 metros, relativamente à planície alentejana. Desta movimentação, resultou a reorganização das redes de drenagem. Os principais eixos fluviais que drenavam para a planície alentejana,

foram desorganizados, passando a drenar para a costa meridional do Algarve.

Para além do controle tectónico das redes hidrográficas, estas respondem também à variação do nível de base. O nível de base das redes hidrográficas, é, na maior parte dos casos, o nível médio do mar, embora possa ser um lago onde o rio desagua.



Figura 7.14. Arriba litoral entre a Praia de Olhos de Água e a foz da Ribeira de Quarteira (extremo direito). A parte superior da arriba, de tonalidade alaranjada, corresponde a areias feldspáticas, com óxidos de ferro, do Pliocénico Superior. As areias brancas feldspáticas, na parte inferior da arriba, correspondem a um delta (foz de um rio) do Pliocénico Médio-Inferior.

A modificação do nível de base das linhas de água, tem como consequência o ajuste dos seus perfis ao novo nível de base, que é o nível abaixo do qual já não se verifica erosão, mas apenas tem lugar a deposição dos sedimentos transportados pelo rio. Durante as regressões (descida do nível médio do mar), o desnível entre a cabeceira e o nível de base, aumenta, e a capacidade de erosão e transporte é revigorada. Nestas fases, os rios aprofundam mais os vales, que encaixam nas aluviões anteriormente depositados (Figura 7.15).

As aluviões abandonadas a cotas superiores ao traçado atual do rio, após o encaixe deste, e portanto desligados dos processos que lhes deram origem, chamam-se terraços fluviais (Figura 7.16). A granulometria (tamanho das partículas) dos terraços, depende da capacidade de transporte do rio e dos sedimentos disponíveis para

erodir e transportar. Os sedimentos podem ser transportados até longas distâncias. Nos terraços da Ribeira de Quarteira localizados no Barrocal e mesmo na sua foz, contêm seixos e calhaus de grauvaque e xisto, transportados desde a Serra (Figura 7.16 B e C).

Quando se verifica uma transgressão (subida do nível médio do mar), o rio perde capacidade para erodir e transportar, passando preferencialmente a depositar sedimentos (aluviões), nos locais onde anteriormente se verificava erosão e transporte.

A exploração das argilas das aluviões para cerâmica, produziu alterações na morfologia da paisagem em alguns locais. É o caso da zona dos Barreiros, onde a extração de barro feita pela FA-CEAL (Fábrica de Cerâmica do Algarve), produ-

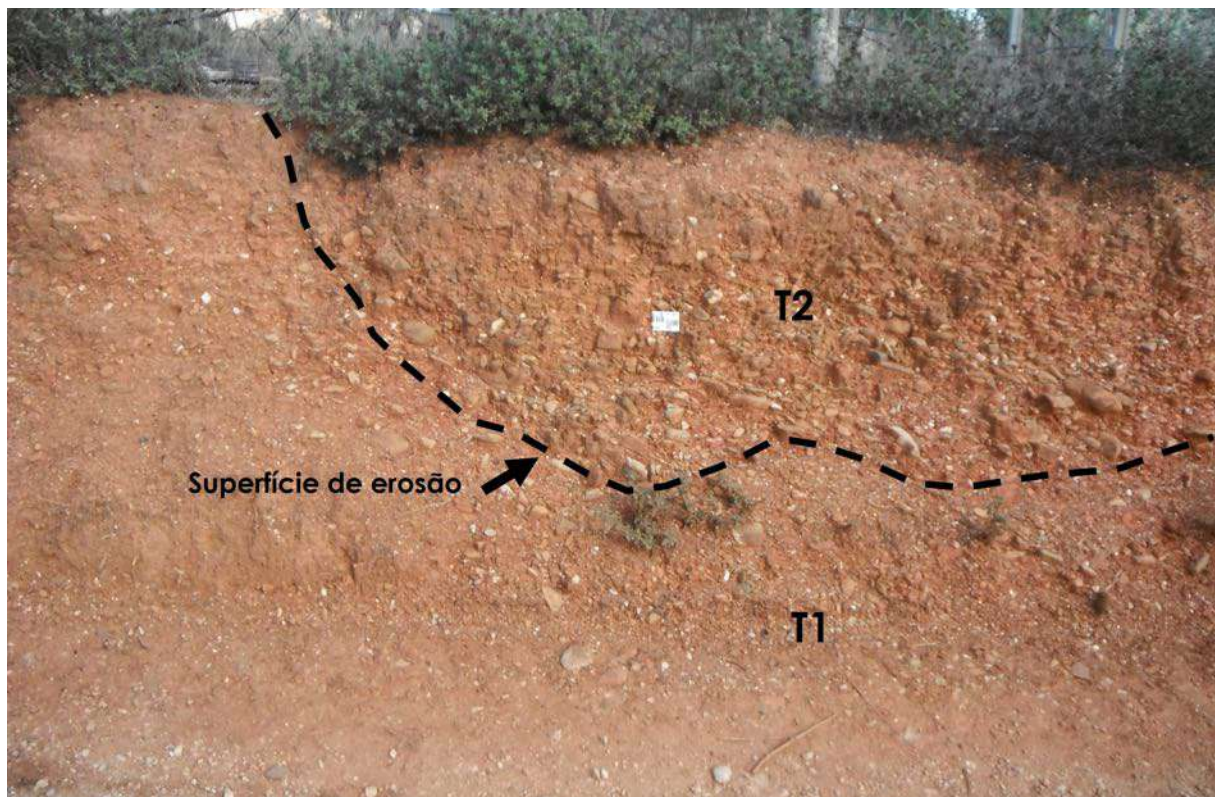


Figura 7.15. Duas gerações de terraços fluviais a mais de cerca de 270 metros de distância da Ribeira de Algibre e elevados a 12 metros em relação ao leito atual. Os sedimentos mais grosseiros do terraço mais recente T2, assentam sobre os sedimentos mais finos do terraço mais antigo T1, através de uma superfície erosiva. Quer dizer que, numa fase mais energética, a ribeira escavou as aluviões mais antigas.

ziu uma inversão de relevo (Figura 7.16 D e E). Quer dizer que, o que era originalmente uma vertente (linha tracejada na fotografia 7.16 D), é agora uma depressão forrada de argilas onde a

água da chuva se acumula para formar charcos temporários. Nestes, entre outros organismos, vivem os branquiópodos - camarões-girino *Triops vicentinus*, uma espécie rara (Figura 7.16 F).

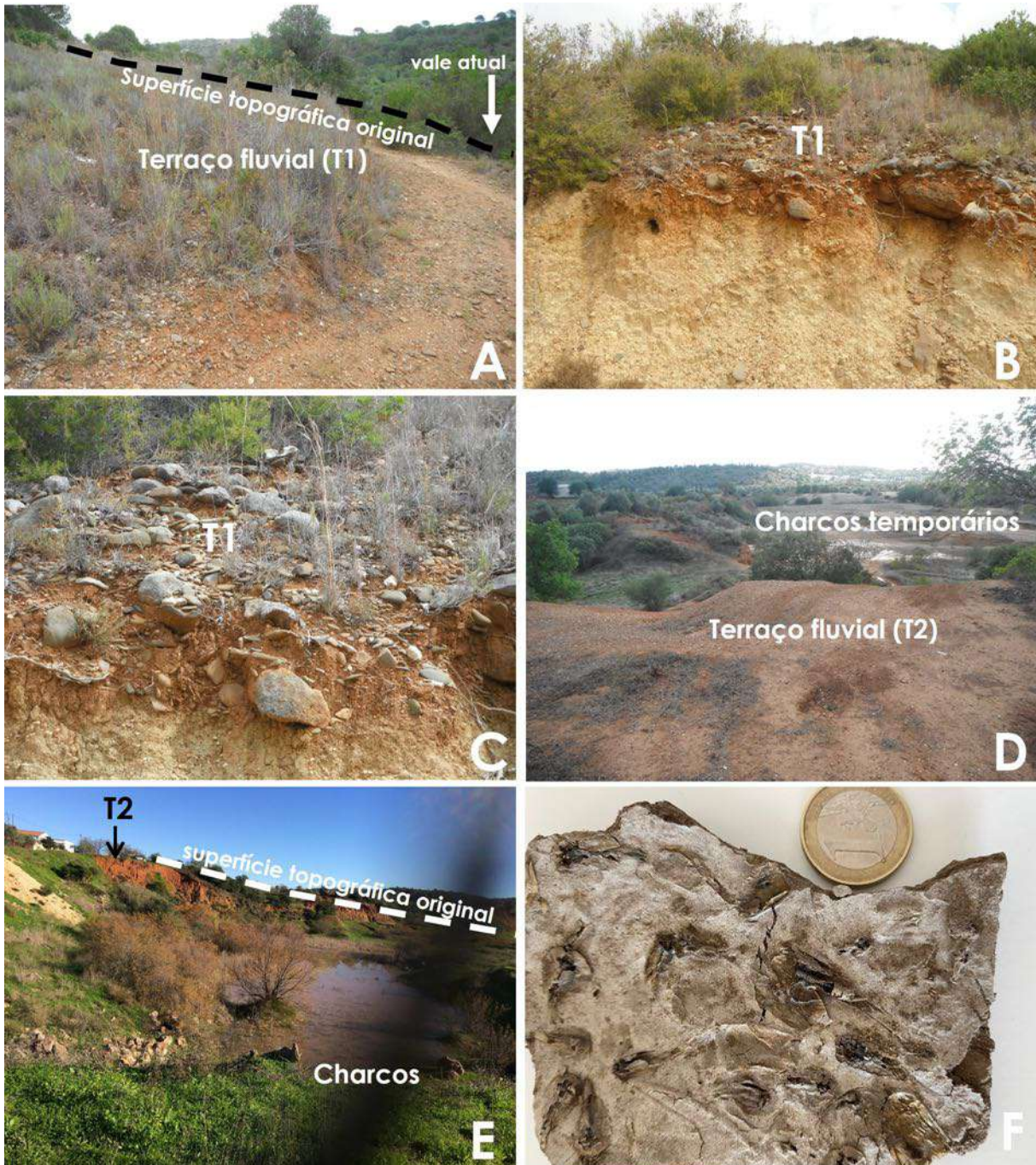


Figura 7.16. A, B e C: Terraço fluvial localizado na margem esquerda da Ribeira de Quarteira, a cerca de 5 a 10 metros acima do leito atual. A linha tracejada em A, representa a superfície topográfica original quando a ribeira depositou as aluviões; D e E: terraços fluviais da Ribeira de Algibre, na zona dos Barreiros, próximo de Paderne (em segundo plano na fotografia D) e Charcos Temporários Mediterrânicos (habitat prioritário 3170- diretivas habitats 92/43/CEE); F: fósseis de pequenos *Triops vicentinus* aprisionados na lama de um charco temporário.

Presentemente, a taxa de subida do nível médio do mar é de cerca de 3,1 milímetros por ano. Os rios têm cada vez mais dificuldade em exportar os sedimentos para o litoral. Este facto, aliado ao represamento das linhas de água, causa um

enorme défice de sedimento nas zonas costeiras e o emagrecimento das praias. A erosão costeira é neste momento uma das grandes preocupações de todos os países com fronteiras com o mar.

POSFÁCIO

“Em algum lugar, algo incrível está à espera de ser conhecido”

Estas palavras de Carl Sagan adequam-se na perfeição ao projeto do aspirante Algarvensis a Geoparque Mundial da UNESCO, para o qual este livro contribui de uma forma inédita.

Ao ler esta obra, o Planalto do Escarpão aparece naturalmente como um dos geossítios de maior relevância do território do aspirante a Geoparque Algarvensis. Percebe-se a importância científica da sua história geológica, o interesse educacional das suas rochas e fósseis, a relevância cultural da sua paisagem que, em conjunto, integram um novo potencial turístico.

No caso do Planalto do Escarpão, este potencial assumiu a forma de um novo percurso pedestre: o PR₄ - Um Mergulho pelo mar do Jurássico. É o primeiro percurso pensado de raiz para o aspirante Algarvensis, tendo sido desenhado a partir do conhecimento apresentado neste livro. Instruído com placas interpretativas, ao longo do seu trilho, inspiradas nas histórias e ilustrações que compõem os capítulos desta obra, tem ainda informação digital complementar, multidisciplinar e georreferenciada, disponível no *storymap* do mesmo nome.

Quem quiser descobrir tudo aquilo que neste livro se descreve, poderá assim usufruir desta nova proposta de turismo científico e da natu-

reza, e sobrepor à sua leitura a memória dos seus cinco sentidos. Ver as cores vivas da vegetação sobre a *terra rossa*; cheirar a frescura da Ribeira de Quarteira; tocar as nervuras de uma amonite ou as rugas de um coral; ouvir o canto dos pássaros ou ainda, saborear uns gostosos medronhos. Este livro é, sem dúvida alguma, uma obra estruturante, uma marca, que as autoras legam ao projeto do aspirante Algarvensis a Geoparque Mundial da UNESCO. Um exemplo do trabalho científico a desenvolver para os outros geossítios. Uma inspiração para a comunicação de Ciência na área da geologia.

E para que o conceito subjacente aos Geoparques Mundiais da UNESCO passe a ser realidade, falta agora um segundo volume para realçar a estreita ligação que existe entre a paisagem, os recursos ambientais e a evolução da humanidade e, em particular, das comunidades locais.

Ficam pois aqui estes desafios porque...

... ainda há muita coisa incrível à espera de ser conhecida algures no aspirante Algarvensis.

Cristina Veiga-Pires

GLOSSÁRIO

- Alcalinidade.** Medida da capacidade de uma solução para neutralizar ácidos, podendo ser indicada pelo pH.
- Astenosfera.** Zona do manto terrestre, menos rígida que a litosfera, que se situa entre aproximadamente 80 e 200 quilómetros abaixo da superfície.
- Atol.** Ilha oceânica em forma de anel, constituída por edifícios recifais, que circundam uma lagoa interior.
- Bentónico.** Organismo que vive sobre, ou enterrado no substrato de ambientes aquáticos.
- Biofácies.** Conjunto da fauna e da flora fósseis, que caracteriza e individualiza o depósito que os contém, de outros depósitos adjacentes.
- Bioclastos.** Fragmentos de peças esqueléticas de organismos.
- Braquiópodes.** Moluscos bentónicos exclusivamente marinhos. Possuem uma concha formada por duas valvas, à semelhança dos moluscos bivalves. Apenas 120 géneros são ainda vivos, tendo a maioria sido extintos.
- Calcário.** Rocha sedimentar de origem bioquímica formada por carbonato de cálcio (CaCO_3).
- Calcário dolomítico.** Rocha sedimentar formada por carbonato de cálcio, onde alguns iões cálcio (Ca), foram substituídos por iões magnésio (Mg).
- Calcário margoso.** Rocha sedimentar carbonatada com elevado conteúdo de argila (até 35%).
- Calcite.** Mineral composto por carbonato de cálcio (CaCO_3).
- Catastrofismo.** Teoria defendida por Cuvier (naturalista Francês da primeira metade do século XIX), de acordo com a qual, a Terra evoluiu em consequência de acontecimentos catastróficos. Durante estes eventos, extinguiu-se a fauna e a flora na região atingida pela catástrofe, que era posteriormente repovoada. Assim, era explicada a ocorrência de fósseis de organismos marinhos em locais presentemente muito distantes do mar.
- Cavalcamento.** Estrutura geológica formada por processos tectónicos em regimes compressivos. Falha na qual um dos blocos se sobrepõe parcial ou totalmente (carreamento) ao outro.
- Cefalópodes.** Moluscos exclusivamente marinhos, predadores, com excelente visão (p. ex., lulas, chocos e polvos). Alguns cefalópodes, como os náutilóides, as amonites e as belemnites possuíam concha externa.

- Cianobactérias.** Grupo de bactérias que obtêm energia por fotossíntese. Embora inadequadamente, de acordo com alguns autores, são também conhecidas por algas azuis devido à sua cor.
- Clastos.** Fragmentos de rochas (litoclastos), minerais (mineraloclastos) ou conchas (bioclastos), que ocorrem num sedimento.
- Cocolitoforídeos.** Algas marinhas unicelulares, fotossintéticas, com esqueleto formado por carbonato de cálcio (cocólitos-placas do esqueleto).
- Colmatação.** Preenchimento de uma depressão, por sucessiva deposição de sedimentos.
- Coluna estratigráfica.** Representação esquemática dos estratos geológicos dispostos em sucessão vertical, do mais antigo na base, para o mais recente no topo.
- Crinóides.** Equinodermes exclusivamente marinhos. Algumas espécies são conhecidas pela designação informal de lírios-do-mar.
- Crusta continental.** Camada superficial da litosfera que constitui os continentes, com espessura variável entre 20 e 80 quilómetros.
- Crusta oceânica.** Camada superficial da litosfera que constitui o fundo das bacias oceânicas. Tem uma espessura entre 5 e 10 quilómetros. É mais densa que a crosta continental.
- Dasieladáceas.** Família de algas verdes de talo ereto.
- Demosponjas.** Classe que inclui a maioria das esponjas modernas. Possuem esqueleto formado por uma substância exclusiva destes animais (espongina). A maioria é irregular, mas o padrão de crescimento é variadíssimo e algumas são incrustantes.
- Deriva Continental.** Teoria que formula o movimento das massas continentais ao longo do tempo geológico.
- Diagénesis.** Conjunto de processos geológicos pós-deposicionais que ocorrem a baixa temperatura (p. ex., desidratação, compactação, dissolução e cimentação), conducentes à transformação de sedimentos em rochas consolidadas (litificação).
- Diapiro.** Massa rochosa de natureza argilo-evaporítica, com plasticidade e baixa densidade o que lhe permite ascender na vertical, centenas ou milhares de metros, devido à pressão exercida pelas camadas sobrejacentes.
- Diatomáceas.** Algas unicelulares microscópicas, que realizam fotossíntese, com esqueleto silicioso (frústula).
- Dinoflagelados.** Seres unicelulares caracterizados por possuírem flagelos (filamentos), que podem realizar fotossíntese.
- Dolomia** ou dolomito (dolomite é o mineral). Rocha sedimentar química, formada por carbonato duplo de cálcio e magnésio $(Ca Mg)_2(CO_3)$.

- Erosão.** Processo atuante na superfície da Terra que remove as partículas resultantes da alteração das rochas e do solo. O vento, o gelo e a água são os principais agentes de erosão.
- Espongiários.** Animais aquáticos, principalmente marinhos, de vida fixa. Podem formar extensas colônias e são habitantes comuns dos edifícios recifais.
- Estratigrafia.** Ramo da Geologia que estuda a sucessão dos estratos ou camadas de rochas.
- Eucariotas.** Seres com membrana nuclear.
- Equinóides.** Família de Equinodermes à qual pertencem os ouriços-do-mar e as estrelas-do-mar.
- Estromatólitos.** Estruturas organo-sedimentares, construídas por microrganismos envolvidos em mucilagem, que armadilham sedimento, formando tapetes em lâminas sobrepostas de dimensões decimétricas a métricas. Embora raros, podem atualmente ser encontrados na Austrália, em águas quentes pouco profundas. São a forma de vida conhecida mais antiga na Terra.
- Estromatoporóides.** Esponjas construtoras de recifes, que vivem em águas tépidas e bem oxigenadas, com baixa taxa de sedimentação e que preferem substratos carbonatados.
- Evaporitos.** Rochas sedimentares resultantes da cristalização e precipitação de sais dissolvidos na água, em consequência da evaporação desta.
- Exoesqueleto.** Esqueleto externo (p. ex., conchas) que cobre o corpo de alguns organismos.
- Fácies sedimentar.** Conjunto de características físicas, químicas e biológicas do sedimento, que traduz o ambiente onde foi depositado.
- Falhas normais.** Também designadas por falhas de gravidade, ocorrem principalmente em regime tectónico distensivo (alívio de pressão). O bloco abatido desliza no sentido em que inclina o plano original da falha.
- Foraminíferos.** Seres unicelulares que produzem uma carapaça mineral (geralmente de carbonato de cálcio) ou de material detrítico aglutinado (carapaça aglutinada).
- Fronteira K-T.** Fronteira Cretácico-Terciário coincidente com uma Extinção em massa ocorrida há cerca de 65,5 milhões de anos no final do Cretácico.
- Geodinâmica.** Conjunto de processos que ocorrem na Terra e suas consequências.
- Heterócrono.** De idades diferentes.
- Frústulas.** Frústulas de diatomáceas são as carapaças destas algas microscópicas, constituídas por sílica (SiO₂).

- Hidrodinamismo.** Ação de ondas, correntes e marés, no transporte de sedimento e na modelação das zonas costeiras e dos fundos marinhos.
- Horst-graben.** Blocos entre falhas que são mais elevados ou mais deprimidos que as regiões adjacentes. O horst corresponde a um bloco elevado, enquanto o graben corresponde à zona abatida.
- Iconofósseis.** Registos fósseis de atividade de organismos, como por exemplo, pegadas e pistas.
- Invertebrados.** Animais multicelulares sem coluna vertebral.
- Isostasia.** Movimento vertical que resulta da procura do equilíbrio gravítico entre a litosfera e a astenosfera.
- Litificar.** Transformar sedimentos em rochas consolidadas.
- Litologia.** Composição das rochas.
- Litosfera.** Camada sólida mais externa da Terra, com espessura variável, composta pela crosta (terrestre e oceânica) e pelo manto superior. É mais espessa sob as cadeias montanhosas.
- Litoestratigrafia.** Estudo das propriedades e ordenação dos estratos (camadas) geológicos.
- Manto terrestre.** Camada da estrutura da Terra abaixo da crosta terrestre, prolongando-se em profundidade até 2900 quilómetros onde faz a transição para o núcleo da Terra.
- Maré equinocial.** Maré que ocorre num dos equinócios (março e setembro), quando o Sol cruza o plano equatorial terrestre. Nestas ocasiões a amplitude da maré é máxima.
- Marga.** Rocha carbonatada contendo entre 35 e 60% de argila.
- Micrite.** “Lama” carbonatada constituída por cristais de calcite muito pequenos (menores que 4 micrómetros), que resulta da precipitação de calcite por processos inorgânicos ou orgânicos.
- Micrómetro.** Milésima parte do milímetro.
- Monoclinal.** Estrutura geológica com camadas tabulares inclinadas, podendo originar uma forma topográfica assimétrica, composta por duas vertentes, sendo uma de inclinação mais suave que a outra.
- Morfotectónica.** Ramo da Geologia que estuda as formas de relevo produzidas por processos tectónicos.
- Oólitos.** Estruturas sedimentares esféricas de dimensão milimétrica (0,25 a 2 milímetros). Formam-se por precipitação inorgânica de carbonato de cálcio, em camadas con-

cêntricas à volta de um núcleo que pode ser um grão de areia ou um fragmento de concha. Ocorrem em águas tépidas e agitadas, com pouco aporte de material terrígeno.

Oozes. Sedimentos pelágicos com pelo menos 30% de material biogénico.

Oncólitos. Estruturas sedimentares esféricas, de natureza orgânica, de dimensão milimétrica a centimétrica, formados em ambientes marinhos energéticos.

Orogenia Alpina. Fase geodinâmica de formação de montanhas ocorrida na Era Cenozoica e que originou por exemplo, a génese dos Pirenéus e dos Alpes.

Ostracodes. Pequenos crustáceos (0,1–32 milímetros), compostos por uma concha com duas valvas.

pH. Escala numérica adimensional utilizada para especificar a acidez ou basicidade de uma solução. Traduz a atividade do ião hidrogénio. Soluções com pH inferior a 7, dizem-se ácidas. Se o pH for superior a 7, as soluções dizem-se básicas ou alcalinas. São neutras se o pH for igual a 7.

Paleogeografia. Reconstituição do padrão da superfície terrestre ou de uma dada área continental ou marinha, ao longo do tempo geológico.

Paleontologia. Estudo dos organismos fósseis.

Pelágico (domínio). Domínio aquático onde os organismos não dependem do fundo para se fixarem.

Pisólitos. Estruturas sedimentares esféricas de dimensão centimétrica (0,5 a 1 centímetros). Formam-se por precipitação inorgânica de carbonato de cálcio, em camadas concêntricas à volta de um núcleo que pode ser um grão de areia ou um fragmento de concha. À semelhança dos oólitos, ocorrem em águas agitadas com pouco aporte de material terrígeno.

Precipitação de sais. Reação química conducente à formação de material sólido a partir de um líquido, onde os seus componentes se encontram dissolvidos.

Quartzo. Mineral composto por sílica (SiO₂).

Radiolários. Seres unicelulares que segregam esqueletos minerais intrincados, geralmente de sílica.

Riftes. Zonas do globo, onde é criada crusta oceânica acompanhada por um afastamento em direções opostas a partir do vale de rifte, como por exemplo na Crista Média-Atlântica.

Rudistas. Moluscos bivalves com valvas alongadas ou enroladas e fortemente assimétricas, exclusivamente marinhos. Viveram em colónias, fixos no substrato. Muito abun-

dantes no Cretácico, no mar de *Thetys*, extinguiram-se no final do Cretácico, na fronteira K-T.

Sedimentação. Acumulação de sedimento num dado local. As partículas que chegam às bacias de receção, como lagos, estuários, deltas e bacias marinhas, assentam por gravidade no fundo das mesmas.

Sedimento siliciclástico. Sedimento composto por minerais e fragmentos de rocha. Esses minerais são principalmente formados por sílica, como por exemplo o quartzo, que é muito resistente à alteração.

Soerguimento (levantamento). Movimento tectónico vertical para cima.

Subsidência. Movimento vertical para baixo, abatimento. Pode ser o resultado de movimentação tectónica e/ou compactação dos sedimentos.

Tabela cronoestratigráfica. Representação das divisões do tempo geológico.

Tectónica. Ramo da geologia que estuda a estrutura e as propriedades da crosta terrestre, em particular as forças e movimentos que deram origem às estruturas geológicas, como por exemplo, falhas e dobras.

Teia alimentar. Relação alimentar entre os organismos de um ecossistema.

Tintinídeos. Seres unicelulares que habitam o interior de uma concha de origem proteica.

Transgressão. Subida do nível médio do mar relativamente a um dado referencial posicionado em terra.

Regressão. Descida do nível médio do mar relativamente a um dado referencial posicionado em terra.

Upwelling (ou afloramento costeiro). Correntes verticais que sobem do fundo oceânico em direção à superfície, frias e carregadas de nutrientes. As zonas oceânicas nas proximidades de correntes de *upwelling*, são muito produtivas.

Vértice geodésico. Ponto assinalado com uma construção, geralmente cónica, localizado em locais topograficamente elevados, com visibilidade para outros vértices geodésicos, que indica as coordenadas geográficas exatas e a elevação desse ponto. Cada vértice geodésico faz parte de uma rede de triangulação: rede geodésica nacional. As torres de algumas igrejas fazem parte desta rede.

Zircão: Mineral composto por silicato de zircónio ($ZrSiO_4$).

Zona de subducção. Zona de convergência de placas litosféricas, na qual a placa oceânica que é a mais densa, desliza para baixo da placa continental que é menos densa.

BIBLIOGRAFIA CONSULTADA E LEITURAS ADICIONAIS

Capítulo 1

- Casas-Sainz, A.M. & de Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics* 474 (1-2): 214-235. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.030>
- Cohen, K.M., Harper, D.A.T. & Gibbard, P.L., 2021. ICS International Chronostratigraphic Chart 2021/05. International Commission on Stratigraphy, IUGS. www.startigraphy.org (visitada: (2021/07/13)).
- Juez-Larré, J. & Ter Voorde, M., 2009. Thermal impact of the break-up of Pangea on the Iberian Peninsula, assessed by thermochronological dating and numerical modelling. *Tectonophysics* 473: 200-213. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.024>
- Kershaw, S., 2013. Palaeozoic stromatoporoid futures: A discussion of their taxonomy, mineralogy and applications in palaeoecology and palaeoenvironmental analysis. *Journal of Palaeogeography (Biopalaeogeography and palaeoecology)* 2(2): 163-182. <https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00024>
- Leinfelder, R., Nose, M. & Schlagintweit, F., 2005. Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms concepts and implications. *Facies* 51: 287-325. <http://dx.doi.org/10.1007/s10347-005-0055-8>
- Lord Kelvin, 1975. *The Age of the Earth*. The Macmillan Press LTD (Publish) London and Basingstoke Associated companies in New York Dublin Melbourne Johannesburg and Madras. SBN 333 18109 3. ISBN 978-1-349-02567-1, ISBN 978-1-349-02565-7 (eBook), 260 p. <https://doi.org/10.1007/978-1-349-02565-7>
- Mosley, L.M. & Liss, P.S., 2019. Particle aggregation, pH changes and metal behaviour during estuarine mixing: review and integration. *Marine & Freshwater Research*, CSIRO Publishing. <https://www.publish.csiro.au/mf/fulltext/mf19195>.
- Moura, D., 1998. *Litostratigrafia do Neogénico Terminal e Plistocénico na bacia centro algarve - interpretação paleoambiental*. Dissertação para obtenção do grau de doutor em Geociências, Ramo Geologia, pela Universidade do Algarve, 251 p.
- Poirier, J-P., 2017. About the age of the Earth. *Comptes Rendus Geoscience* 349: 223-225. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2017.08.002>
- Pratt, J.P., 2000. Mapping Time: The Calendar and its History. *The American Mathematical Monthly*, 107 (1): 92-99. <https://doi.org/10.1080/00029890.2000.12005166>
- Sircar, A., 2017. Sedimentology and petroleum geology module: Plate tectonic and global distribution of hydrocarbon reserves. Working paper. <https://www.researchgate.net/publication/322519408>
- Thiede, J., 1979. Paleogeography and Paleobathymetry of the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. *GeJournal* 3.3: 263-272. <https://doi.org/10.1007/BF00177632>

Webb, P., Introduction to Oceanography. Roger Williams University (Publ.), used under a CC-BY 4.0 international license, 383 p. <https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography>
 Williams, H.S., 1893. The making of the Geological Time-Scale. *The Journal of Geology*, 1 (2): 180-197. <https://www.jstor.org/stable/30054854>

Capítulo 2

- Bozkurt, E., Winchester, J.A. & Piper, J.D.A. (eds), 2000. Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area. *Geological Society, London, Special Publications* 173: 1-23. Disponível em <http://sp.lyellcollection.org>
- Brunet, M-F & Cloetingh, S., 2003. Integrated Peri-Tethyan Basin studies (Peri-Tethys Programme). *Sedimentary Geology*, 156: 1-10.
[https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00279-8](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00279-8)
- Brunetti, M., Vérard, C. & Baumgartner, P.O., 2015. Modeling the Middle Jurassic ocean circulation. *Journal of Palaeogeography* 4: 371-383
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jop.2015.09.001>
- Brusatte, S., 2020. A Ascensão e Queda dos Dinossuros. Uma Nova História de um Mundo Perdido. Cristina Dionísio (Ed.), Contraponto (Publ.), ISBN: 978-989-666-222-6, Lisboa, 399 p.
- Bullard, E., Everett, J.E. & Smith, G., 1965. The Fit of the Continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 258, N°1088. A Symposium on Continental Drift. (Oct. 28, 1965): 41-51. URL Permanente:
<http://links.jstor.org/sici?sici=00804614%2819651028%29258%3A1088%3C41%3AT-FOTCA%3E2.o.CO%3B2-R>
- Conrad, C.P. & Bertelloni, C.L., 2007. Faster seafloor spreading and lithosphere production during the mid-Cenozoic. *Geology* 35 (1): 29-32.
<http://dx.doi.org/10.1130/G22759A.1>
- Handy, M.R., Schmid, S.M., Bousquet, R., Kissling, E. & Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with geological-geophysical record spreading and subduction in the Alps. *Earth Science Reviews* 102: 121-158.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.06.002>
- Johnson, M.R.W. & Harley, S.L., 2012. Orogenesis- The Making of Mountains. Cambridge University Press (Publ.), 375 p. ISBN:978-0-521-76556-5.
- Moura, D., Gomes, A. & Horta, J., 2017. The Iberian Atlantic Margin. In: N. Flemming, J. Harff, D. Moura, A. Burgess & G. N. Bailey (eds). *Submerged Landscapes of the European Continental Shelf- Quaternary Paleoenvironments*. John Wiley & Sons, Lda (Publ.): 281-300. LCCN 2016053352; ISBN 9781118922132 (cloth); ISBN (epub) 9781118927717.
- Park, G., 2018. Mountains-The origino f the Earth's mountain systems. Dunedin Academic Press Lda (Pub.), Edinburg, ISBN 9781780465791 (ePub), 198 p.

- Sircar, A., 2017. Sedimentology and petroleum geology module: Plate tectonic and global distribution of hydrocarbon reserves. Working paper. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/322519408>
- Thiede, J., 1979. Paleogeography and Paleobathymetry of the Mesozoic and Cenozoic North Atlantic Ocean. *GeoJournal* 3,3: 263-272. <https://doi.org/10.1007/BF00177632>
- Vilas-Boas, M., Paterson, N.W., Pereira, Z., Fernandes, P., Cirilli, S., 2022. The age of the first pulse of continental rifting associated with the breakup of Pangea in Southwest Iberia: new palynological evidence. *Journal of Iberian Geology*. <https://doi.org/10.1007/s41513-022-00189-0>
- Ziegler, P.A., 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Edition, Shell Internationale Petroleum Mij. B.V. and Geological Society, London, 239 p.
- Ziegler, P.A. & Dèzes, P., 2006. Crustal Evolution of Western an Central Europe. *Geological Society London Memoirs* 32: 43-56. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.03>

Capítulo 13

- Hüneke, H. & Henrich, R., 2011. Pelagic sedimentation in modern and ancient oceans. *Developments in Sedimentology*, 63, chapter 4: 215-319. <https://doi.org.10.1016/B978-0-444-53000-4.00004-4>
- Mason, J., 2015. *Introducing Mineralogy*. Dunedin Academic Press Lda (Pub.) Edinburgh, ISBN 9781780465203 (ePub), 118 p.
- Rykaczewski, R.R. & Checkley Jr, M., 2008. Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America (PNAS)*, 105 (6), 1965-1970. www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.0711777105
- San Miguel, G., Aurell, M., Bádernas, B., Martinez, V., Caline, B., Pabian-Goyheneche, C., Rolando, J.P. & Grasseau, N., 2013. Facies heterogeneity of a Kimmeridgian carbonate ramp (Jabaloyas, eastern Spain): a combined outcrop and 3D geomodelling analysis. *Journal of Iberian Geology* 39 (2): 233-252. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n1.41761
- Seibold, E. & Berger, W., 2017. *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. Springer Textbooks in *Earth Sciences, Geography and Environment* (Ed.). ISBN 978-3-319-51412-3 (eBook). <https://doi.org.10.1007/978-3-319-51412-3>
- Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Gafeira, J., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., da Silva, C.M., Munhã, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Noiva, J., Youbi, N. & Bensalah, M.K., 2006. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & C. Kulberg (eds), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. ISBN: 972-778-094-247-316. <http://hdl.handle.net/10400.1/2679>

Capítulo 4

- Burchette, T.P. & Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology* 79: 3-57. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90003-A](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90003-A)
- Carras, N., Conrad, M.A. & Radoičić, R., 2006. Salpingoporella, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie*, Genève, 25 (2): 457-517, ISSN 0253-6730.
- Choffat, P., 1983-87. Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado. *Comunicações da Comissão do Serviço Geológico de Portugal* I: 222-312.
- Egger, J.G., 1902. Der Bau der Orbitolinen und verwandter Formen. *Abhandlungen der mathematischphysikalischen Classe der königlich Bayerischen Akademie der Wissenschaften* 21(3): 577-600.
- Hüneke, H. & Henrich, R., 2011. Pelagic sedimentation in modern and ancient oceans. *Developments in Sedimentology* 63 chapter 4: 215-319. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53000-4.00004-4>
- Ismail, M.N., Rahman, A. & Tahir, S.Hj., 2017. Wave dominated shoreline deposits in the late Miocene sedimentar sequence in the Miri Formation North Sarawak, Malaysia. *Geological Behavior* 1(2): 14-19. <https://doi.org/10.26480/gbr.02.2017.14.19>
- Knoll, A.H. & Follows, M., 2016. A bottom-up perspective on ecosystem change in Mesozoic oceans. *Proceedings of the Royal Society B*, 283:20161755. <http://dx.doi.org/10.1098/rspb.2016.1755>
- Knoll, A.H., Wörndle, S. & Kah, L.C., 2013. Covariance of microfossil assemblages and microbialite textures across an upper mesoproterozoic carbonate platform. *PALAIOS* 28: 453-470. <https://doi.org/2110/palo.2013.p13-005r>
- Manuppella, G., Ramalho, M., Antunes, M.T. & Pais, J., 1987. Carta Geológica de Portugal, na escala 1: 50 000. Notícia explicativa da folha 53-A (Faro). Serviços Geológicos de Portugal: 1-52.
- Manuppella, G., (1992): Notícia explicativa da carta geológica da região do Algarve, escala 1/100 000. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 13p.
- Marques, B., 1983. O Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve Oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleogeografia. Tese de doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 547 p.
- Marques, B., 1985. Litoestratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 71(1): 33-40.
- Mateus, O., Dinis, J. & Cunha P.P., 2017. The Lourinhã Formation: the Upper Jurassic to Lower most Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal - landscapes where dinosaurs walked. *Ciências da Terra* 1-24, DOI: 10.21695/cterra/esj.v19i1.355, accedido em : <https://www.researchgate.net/publication/320411961>
- Maync, W., 1959. The foraminiferal genera Spirocyclina and Iberina. *Micropaleontology* 5(1): 33-68. <https://www.jstor.org/stable/1484154>
- Missoni, S. & Gawlick, H-J., 2010. Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic

- geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany), *Facies* 57: 137-186.
<https://doi.org/10.1007/s10347-010-0225-1>
- Oliveira, J.T. (coordenador), 1984. Carta Geológica de Portugal, na escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7. Serviços Geológicos de Portugal: 1-77.
- Oliveira, J.T. (coordenador), 1992. Carta Geológica de Portugal, na escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 8. Serviços Geológicos de Portugal: 1-91.
- Omaña, L. & Arreola, C.G., 2008. Late Jurassic (Kimmeridgian) larger benthic Foraminifera from Santiago Coatepec, SE Puebla, Mexico. *Geobios* 41: 799-817. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2008.02.001>
- Pierożyńska, A., 2021. Characterization of marine environments from the aspiring Geopark Algarvensis Loulé-Silves-Albufeira. Tese de Mestrado em Biologia Marinha, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve, 138 p.
- Ramalho, M., 1969. Quelques observations sur les Lituolidae (Foraminifera) du Malm portugais. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 17: 37-50.
- Ramalho, M., 2015. Stratigraphic micropalaeontology of the Upper Jurassic neritic formations of Portugal and its Tethyan context. I-The Algarve Basin. *Memórias Geológicas do Laboratório Nacional de Energia e Geologia* 35: I-III.
- Reolid, M., Nieto, L. & Rey, J., 2010. Taphonomy of cephalopod assemblages from Middle Jurassic hardgrounds of pelagic swells (South-Iberian Palaeomargin, Western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 292: 257-271. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.03.049>
- Rovellini, M., Brega, F. & Monico, C., 1995. Facies related geological model: a reliable method to describe complex reservoirs. EAGE Conference, Glasgow, *Petroleum Geoscience* 4: 227-235.
- Saputra, W., 2016. Problem encountered when producing carbonate sand reservoir. Sediment Properties and Processes, 8 p. Disponível em: https://www.researchgate.net/publication/303702743_Problem_Encountered_When_Producing_Carbonate_Sand_Reservoir
- Sarfi, M. & Yazdi-Moghadam, M., 2016. Stratigraphy of the Upper Jurassic shallow marine carbonates of the Moghan area (NW Iran), with paleobiogeography implication on *Alveosepta jaccardi* (Schrodt, 1894). *Geopersia* 6 (2): 187-196.
- Schlagintweit, F., 2013. *Thaumatoporella* ladders unraveled. *Studia UBB Geologia* 58 (1): 5-9. <https://x.doi.org/10.5038/1937-8602.58.1.1>
- Schlagintweit, F., Bover-Arnal, T. & Salas, R., 2010. New insights into *Lithocodium aggregatum* Elliott 1956 and *Bacinella irregulares* Radoičić 1959 (Late Jurassic-Lower Cretaceous): Two ulvophycean green algae (?Order Ulotrichales) with a heteromorphic life cycle (epolithic/euendolithic). *Facies* 56 (4): 509-547. <https://doi.org/10.1007/s10347-010-0222-4>
- Seibold, E. & Berger, W., 2017. *The Sea Floor. An Introduction to Marine Geology*. Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment (Ed.). ISBN 978-3-319-51412-3 (eBook), 268. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-51412-3>

- Sha, J., Cestari, R. & Fabbi, S., 2020. Paleobiogeographic distribution of rudist bivalves (Hippuritida) in the Oxfordian-early Aptian (Late Jurassic-Early Cretaceous). *Cretaceous Research* 108: 104289. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2019.104289>
- Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Azerêdo, A.C. & Duarte, L.V., 2013. Palinofécies e caracterização de matéria orgânica da Formação de Cabaços (Bacia Lusitânica): contributos para a discriminação das dinâmicas paleobiológicas e paleoambientais em meios carbonatados predominantemente não-marinhos. *Comunicações Geológicas*, 100, Especial I: 113-118. ISSN:0873-948X; e ISSN: 1647-581X. <http://www.lneg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/141>
- Strasser, A., Pittet, B. & Hug, W., 2015. Palaeogeography of a shallow carbonate platform: The case of the Middle to Late Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. *Journal of Palaeogeography* 4 (3): 251-268. <https://www.doi.org/10.1016/j.pop.2015.08.005>
- Terrinha, P., Rocha, R., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Gafeira, J., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., da Silva, C.M., Munhã, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Noiva, J., Youbi, N. & Bensalah, M.K., 2006. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & C. Kulberg (eds), *Geologia de Portugal no Contexto da Ibéria*. ISBN: 972-778-094-247-316.
- Uta, A. & Bucur, J.I., 2003. Microbial structures and microencrusters in the upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits from Buila-Vânturarița massif (South Carpathians). *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, XLVIII,2: 3-4. <http://dx.doi.org/10.5038/1937-8602.48.2.1>
- Wright, V.P. & Burchette, T.P., 1998. Carbonate ramps: an introduction. In: Wright, V.P. & Burchette, T.P. (eds) *Carbonate Ramps*. Geological Society, London, Special Publications 149: 1-5.

Capítulo 5

- Azerêdo, A.C., 2007. Formalização da litostratigrafia do Jurássico Inferior e Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica). *Comunicações Geológicas* 94: 29-51.
- Carvalho, J., Matias, H., Rabeh, T., Menezes, T.L., Barbosa, V.C.F., Dias, R. & Carrilho, E., 2012. Connecting onshore structures in the Algarve with the Southern Portuguese continental margin: The Carcavai fault zone. *Tectonophysics* 570-571: 151-162. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.08.011>
- Casas-Sainz, A.M. & de Vicente, G., 2009. On the tectonic origin of Iberian topography. *Tectonophysics* 474 (1-2): 214-235. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.01.030>
- Descamps, G.S., 2021. Paleoenvironmental and paleoceanographic changes recorded in the marine and nearshore sediments in the Lower Cretaceous Arrifes sequence,

- Albufeira, Algarve Basin, Portugal. Dissertação para obtenção do grau de Mestre, Mestrado em Sistemas Marinhos e Costeiros, Universidade do Algarve, 173 p.
- Escosa, F.O., Leprière, R., Spina, V., Gimeno-Vives, O., Kergaravat, Ch., Mohn, G. & Frizon de Lamotte, D., 2021. Polyphased mesozoic rifting from the Atlas to the north-west Africa paleomargin. *Earth-Science Reviews*, 220, 103732.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103732>
- Fernandes, S., Font, E., Neres, M., Martins, L., Youbi, N., Madeira, J. & Marzoli, A., 2014. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Portugal, high eruption rate in one short-lived volcanic pulse. *Comunicações Geológicas* 101 Sp. III, 1449-1453. <http://www.lneg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>
- Hallam, A., 2001. A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 23-37. PII: S0031-0182(00)00229-7.
[https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00229-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00229-7)
- Haq, B.U., 2017. Jurassic sea-level variations: a reappraisal. *The Geological Society of America, GSA Today*, nº1. <https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1>
- Hohl, S.V. & Viehmann, 2021. Stromatolites as geochemical archives to reconstruct microbial habitats through deep time: Potential and pitfalls of novel radiogenic and stable isotope systems. *Earth Science Reviews* 218: 1-20.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103683>
- Huston, M.A., 1985. Patterns of species diversity on coral reefs. *Annual Review of Ecology and Systematics* 16: 149-177. <https://doi.org/10.1146/annurev.es.16.110185.001053>
- Kershaw, S., 2013. Palaeozoic stromatoporoid futures: A discussion of their taxonomy, mineralogy and applications in palaeoecology and palaeoenvironmental analysis. *Journal of Palaeogeography (Biopalaeogeography and palaeoecology)* 2(2): 163-182.
<https://doi.org/10.3724/SP.J.1261.2013.00024>
- Leinfelder, R., Schläginweit, F., Werner, W., Ebli, O., Nose, M., Schmid, D.U. & Hughes, G.W., 2005. Significance of stromatoporoids in Jurassic reefs and carbonate platforms. Concepts and implications. *Facies* 51: 287-325.
<https://doi.org/10.1007/s10347-005-0055-8>
- Lopes, F.C., Cunha, P.P. & Le Gall, B., 2006. Cenozoic seismic stratigraphy and tectonic evolution of the Algarve margin (offshore Portugal, southwestern Iberian Peninsula). *Marine Geology* 231: 1-36. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.05.007>
- Mateus, O, Dinis J & Cunha P.P., 2017. The Lourinhã Formation: the Upper Jurassic to Lower most Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal - landscapes where dinosaurs walked. *Ciências da Terra*: 1-24, DOI: 10.21695/cterra/esj.v19i1.355, acedido em: <https://www.researchgate.net/publication/320411961>
- Mathewson, J.E., 1978. Chaetetids and their palaeoenvironment in the Amoret Limestone Member (Desmoinesian) of Labette Country, Kansas. Master Thesis, Kansas University, Department of Geology, 78 p. Disponível em: <https://core.ac.uk/reader/33370630>

- Osete, M-L., Gómez, J.J., Pavón-Carrasco, Fco.J., Villalaín, J.J., Palencia-Ortas, Ruiz-Martínez, A., V.C. & Heller, F., 2011. The evolution of Iberia during the Jurassic from paleomagnetic data. *Tectonophysics* 502: 105-120.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2010.05.025>
- Perry, C.T. & Hepburn, L.J., 2008. Syn-depositional alteration of coral reef framework through bioerosion, encrustation and cementation; Taphonomic signatures of reef accretion and reef depositional events. *Earth-Science Reviews* 86: 106-144.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.006>
- Ramos, A., Fernández, O., Muñoz, J.A. & Terrinha, P., 2017. Impacto of basin structure and evaporite distribution on salt tectonics in the Algarve Basin, Southwest Iberian margin. *Marine and Petroleum Geology* 88: 961-984.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.09.028>
- Ramos, A., Fernández, O., Torne, Muela (de la), M.S., Muñoz, J.A., Terrinha, P., Manatschal, G. & Salas, M.C., 2017. Crustal structure of the SW Iberian passive margin: The westernmost remnant of the Ligurian Tethys?. *Tectonophysics* 705: 42-62.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.03.012>
- Ribeiro, C. & Terrinha, P., 2007. Formation, deformation and chertification of systematic clastic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology* 196: 201-215.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.06.001>
- Rodríguez-Martínez, M., Heim, C., Simon, K., Zilla, T. & Reitner, J., 2011. Tolypanmina gregária Wendt 1969- Frutexitas Assemblage and Ferromagnese crusts: a coupled nutriente-metal interplay in the carnian sedimentar condensed record of Hallstatt fácies (Austria). *Lectures Notes in Earth Sciences*.
https://doi.org/10.1007/978-3-642-10415-2_25
- Ruban, D.A., 2015. Mesozoic long-term eustatic cycles and their uncertain hierarchy. *Geoscience Frontiers* 6: 503-511. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2014.06.001>
- Silva, R.L., Mendonça Filho, J.G., Azerêdo, A.C. & Duarte, L.V., 2013. Palinofácies e caracterização de matéria orgânica da Formação de Cabaços (Bacia Lusitânica): contributo para a discriminação das dinâmicas paleobiológicas e paleoambientais em meios carbonatados predominantemente não marinhos. *Comunicações Geológicas* 100, Especial I: 113-118. ISSN: 0873-948X; e-ISSN: 1647-581X. Versão online: <http://www.lneg.pt/iedu/unidades/16/paginas/26/30/141>
- Steckler, M., Watts, A.B. & Thorne, J.A., 1988. Subsidence and basin modeling at the U.S. Atlantic passive margin, in Sheridan, R.E. & Grow, J.A. (eds), *The Atlantic Continental Margin, U.S.*: Geological Society of America, *The Geology of North America*, Vol. 1-2: 399-416. 10.1130/DNAG-GNA-12.399
- Strasser, A., Pittet, B. & Hug, W., 2015. Palaeogeography of a shallow carbonate platform: The case of the Middle to Late Oxfordian in the Swiss Jura Mountains. *Journal of Palaeogeography* 4 (3): 251-268.
<https://www.doi.org/10.1016/j.pop.2015.08.005>
- Terrinha, P., Matias, L., Vicente, J., Duarte, J., Luís, J., Pinheiro, L., Lourenço, N., Diez, S., Rosas, F., Magalhães, V., Valadares, V., Zitellini, N., Roque, C., Mendes Víctor,

L.& MATESPRO Team, 2009. Morphotectonics and strain partitioning at the Iberia-Africa plate boundary from multibeam and seismic reflection data. *Marine Geology* 267: 156-174. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.09.012>

Roque, C., Duarte, H., Terrinha, P., Valadares, V., Noiva, J., Cachão, M., Ferreira, J., Legoinha P. & Zitellini, N., 2012. Pliocene and Quaternary depositional modelo of the Algarve margin contourite drifts (Gulf of Cadiz, SW Iberia): Seismic architecture, tectonic control and paleoceanographic insights. *Marine Geology* 303-306:42-62. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.11.001>

Capítulo 6

Cabral, J., Dias, R.P., Cunha, P.P. & Cabral, M.C., 2019. Quaternary tectonic activity of the São Marcos-Quarteira fault (algarve, Southern Portugal): a case study for the characterization of active geodynamic setting of SW Iberia. *Journal of Iberian Geology*: 1-22. <https://doi.org/10.1007/s41513-019-00102-2>

Cunha, P.P., de Vicente, G. & Martín-González, 2019. Cenozoic sedimentation along the Piedmonts of thrust related basement ranges and strike-slip deformation belts of the Iberian Variscan Massif. In: Quesada, C., Oliveira, J.T. (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Regional Geology Reviews. Springer Natures Switzerland AG: 131-154. https://doi.org/10.1007/978-3-030-11190-8_5

Fernandes, S., Font, E., Neres, M., Martins, L., Youbi, N., Madeira, J & Marzoli, A., 2014. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Portugal, high eruption rate in one short-lived volcanic pulse. *Comunicações Geológicas* 101 Sp. III, 1449-1453. <http://www.lneg.pt/iedt/unidades/16/paginas/26/30/185>

Galve, J.P., Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Pereira, D.M.I., Cunha, P.P., Pereira, P., Ortiño, M., Viaplana-Muzas, M., Prieto, F.J.G., Remondo, J., Jabaloy, A., Bardají, T., Silva, P.G., Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J. & Cabero, A., 2020. In: Quesada, C., Oliveira, J.T. (eds.), *The Geology of Iberia: A Geodynamic Approach*, Regional Geology Reviews. Springer Natures Switzerland AG: 77-124. https://doi.org/10.1007/978-3-030-10931-8_5

Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V.N. and Faccenna, C., 2015. Plio-Quaternary uplift of the Iberian Chain (central-easter Spain) from landscape evolution experiments and river profile modeling. *Geomorphology*, 246:48-67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.06.005>

Terrinha, P., Rocha, R.B., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.D., Matias, H., Matias, L., Madeira, J., Silva, C.M., Munhá, J.R., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Noiva, J., Youbi, N. & Bensalah, M.K., 2013. A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Rui Dias, Alexandre Araújo, Pedro Terrinha & José Carlos Kullberg, 2013 (eds.), *Geologia de Portugal, Volume II (Geologia Meso-Cenozóica de Portugal)*, Escolar Editora (Publisher), Lisboa, ISBN: 978-972-592-364-1, 29, pp. 29-166.

Capítulo 7

- Associação Geonauta, 2020. Potencialidade espeleológica, geológica e hidrológica do Concelho de Albufeira. 40 p.
- Battiau-Queney, Y., 1996. A tentative classification of paleoweathering formations based on geomorphological criteria. *Geomorphology*, 16, 87-102.
[https://doi.org/10.1016/0169-555X\(95\)00087-L](https://doi.org/10.1016/0169-555X(95)00087-L)
- Bosák, P., 2003. Karst processes from the beginning to the end: How can they be dated? Speleogenesis and evolution of karst aquifers, *The Virtual Scientific Journal* 1 (3), 24 pp. www.speleogenesis.info
- Cazenave, A., Ablain, M., Baber, J., Barletta, V., et al., 2018. Global sea level budget 1993-present. *Earth Systems Science Data*, 10, 1551-1590.
<https://doi.org/10.5194/essd-10-1551-2018>
- Chester, K.J., 2012. Pleistocene and Holocene geomorphological development in the Algarve, Southern Portugal. *Geomorphology* 153-154: 17-28.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.01.020>
- Cooper, A.H., Farrant, A.R. & Price, S.J., 2011. The use of karst geomorphology for planning, hazard avoidance and development in Great Britain. *Geomorphology*, 134, 118-131. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.06.004>
- Dias, R.P. & Cabral, J., 2002. Interpretation of recent structures in an area of crypto-karst evolution-neotectonic versus subsidence genesis, *Geodinamica Acta* 15: 233-248. [https://doi.org/10.1016/S0985-3111\(02\)01090-2](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(02)01090-2)
- De Waele, J., Plan, L. & Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst morphology: An introduction. *Geomorphology*, 106, 1-8.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.09.023>
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S. & Horton, B.P., 2018. Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews* 196: 177-192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- Iriarte, E., Sánchez, M.A., Foyo, A. & Tomillo, C., 2010. Geological risk assessment for cultural heritage conservation in karstic caves. *Journal of Cultural Heritage*, 11, 250-258. <https://doi.org/10.1016/j.culher.2009.04.006>
- Klimchouk, A., 2004. Towards defining, delimitation and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. Speleogenesis and evolution of karst aquifers, *The Virtual Scientific Journal*, 2 (1), 13 p.
www.speleogenesis.info
- Phillips, J.D., 2007. The perfect landscape. *Geomorphology*, 84, 159-169.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.01.039>
- Regala, F.J.T.dos A., 2021. Inventariação, caracterização e salvaguarda de cavidades cársticas com potencial arqueológico. Dissertação de doutoramento em Arqueologia, Faculdade de Ciências Humanas e Sociais, Universidade do Algarve, 675 p.
- Slaymaker, O. & Spencer, T., Embleton-Haman, C., 2021. Recasting geomorphology as a landscape science. *Geomorphology*, 384, 107723. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107723>

CRÉDITOS DAS FIGURAS E TABELAS

Capítulo 1

Figura 1.1

Sá, A.A., Meireles, C., Pereira, Z., Henriques, M.H., Pereira, D.I. & Piçarra, J.M., 2013. Tabela Cronoestratigráfica Internacional: versão portuguesa, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG) <https://repositorio.lneg.pt/handle/10400.9/2381>
<https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2021-10PTPortuguese.pdf>

Figura 1.2

A: localização de Jack Hills na Austrália. Origem da imagem: NASA Earth Observatory. Domínio público, via: <https://earthobservatory.nasa.gov/features/Zircon/zircon.html>;
B: montanhas Jack Hills. Imagem captada pelo satélite Landsat (27 de Julho, 1999). Domínio público via: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/1/13/Jackhills_etm_1999208_lrg.jpg;
C: grãos de zircão de Jack Hills. Fotografias de Aaron Cavosie, University of Puerto Rico. Utilização livre, via:
<https://serc.carleton.edu/NAGTWorkshops/earlyearth/questions/zircons.html>.

Figura 1.3

A: retrato de James Ussher. Domínio público, via: <http://www.agen.ufl.edu/~chyn/age2062/OnLineBiology/OLBB/www.emc.maricopa.edu/faculty/farabee/BIOBK/ussher.gif>;
B: retrato de Georges Louis Leclerc, conde de Buffon, pintado por François-Hubert Drouais. Exposto no Museu Buffon. Domínio público, via:
https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/5e/Buffon_1707-1788.jpg;
C: William Thomson (Lord Kelvin). Domínio público, via: https://en.wikipedia.org/wiki/William_Thomson,_1st_Baron_Kelvin#/media/File:Lord_Kelvin_photograph.jpg.

Figura 1.4

A: retrato de James Hutton (domínio público), via:
https://commons.wikimedia.org/wiki/File:James_Hutton.jpg;
B: Capa do livro *Nova Teoria da Terra*, de James Hutton. Origem: <https://www.milestone-books.de/pages/books/001667/james-hutton/theory-of-the-earth-with-proofs-and-illustrations>;
C: retrato de William Smith, pintado em 1837, por Hugues Fourau. Domínio público, via:
[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:William_Smith_\(geologist\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:William_Smith_(geologist).jpg).

Figura 1.5

A: estratos de calcário margoso da Formação de Peral. Pedreira em Agostos (Sta. Bárbara de Nexe). Fotografia de Delminda Moura, Janeiro, 2021;

B: estratificação em margas do Cretácico, numa frente de exploração para fabrico de cerâmica, na Fábrica de Cerâmica do Algarve (FACEAL), Mem Moniz. Fotografia de Delminda Moura, Setembro, 2020;

C: afloramentos de granito no Parque Barrocal em Castelo Branco. Fotografia de Delminda Moura, Novembro, 2020;

D: afloramentos de sienito nefelínico na Fóia-Serra de Monchique. Fotografia de Delminda Moura, Setembro, 2016.

Figura 1.6

A: fotografia colocada em domínio público, por Mark Wilson (Department of Geology, The College of Wooster), via:

<https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/0/06/StromatoporoidSideDevColumbus.jpg>;

B: fotografia colocada em domínio público por Herve, via:

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stromatoporoidr_Keyser_Formation.jpg;

C: imagem de utilização livre, licenciada por Creative Commons Attribution 2.0 Generic license, via [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stromatoporoid_fossil_\(Columbus_Limestone,_Middle_Devonian,_Ohio,_USA\)_2_\(28135552738\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Stromatoporoid_fossil_(Columbus_Limestone,_Middle_Devonian,_Ohio,_USA)_2_(28135552738).jpg);

D: Estromatoporóide, com estrutura substituída por calcite, devido a diagénese. Fotografia de Luís Pereira, Dezembro, 2019.

Figura 1.7

A e B: respetivamente, molde interno de amonite e rostro de belemnite da Formação de Peral, Planalto do Escarpão. Fotografias de Luís Pereira, 22/05/2020 e 29/02/2020, respetivamente.

C: amostra de um afloramento em Contessa, Itália, gentilmente oferecida por Sarita Camacho. Propriedade de Delminda Moura.

Tabela 1.1

Eras geológicas e alguns dos fósseis de idade dos Períodos. Produzida por Delminda Moura.

Capítulo 2

Figura 2.1

A: mapa do mundo de Gerardus Mercator, 1569. Domínio público, via:

<https://www.ncpedia.org/media/map/map-world-gerardus>;

B: retrato de Gerardus Mercator (1574), por Franz Hogenberg. Domínio público, via:

https://pt.wikipedia.org/wiki/Ficheiro:Gerardus_Mercator2.jpg.

Figura 2.2

A: supercontinente Pangea (541-252 milhões de anos). Utilização livre, via:

https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Pangaea_continents.svg, licenciada por *GNU Free Documentation License*;

B: retrato de Alfred Wegener (1910, autor desconhecido). Domínio público, via: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/8/87/Alfred_Wegener_1910.jpg;

C: desenho de *Lystrosaurus murrayi* (dicynodont) do início do Triássico, encontrado na África do Sul. Utilização livre, via: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Lystrosaurus_BW.jpg, de acordo com a licença *Creative Commons Attribution-ShareAlike (CC BY-SA)*;

D: fóssil de *Mesosaurus* encontrado em calcário da Formação Irati (bacia do Paraná, Brasil). O exemplar está exposto no museu de geologia de Copenhaga. Utilização livre, via: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Mesosaurus_fossil.jpg licenciada por: <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/deed.en>.

Figura 2.3

Esquema dos processos envolvidos na deriva continental- tectónica de placas. Utilização livre via: <https://en.wikibooks.org/wiki/File:Plate-tectonics.png>, licenciada por *Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International* <https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/deed.en>.

Figura 2.4

Mapa topobatimétrico. National Oceanic and Atmospheric Administration. Domínio público, via: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/2minrelief.html>.

Figura 2.5

Scotese, C.R., 2002. “Plate tectonic maps and Continental drift animations by C. R. Scotese, PALEOMAP Project (www.scotese.com)”. <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website). Adaptado por Gabrielle Descamps e Sónia Oliveira.

Figura 2.6

Evolução paleogeográfica dos continentes entre 225 milhões de anos e o atual. Origem da imagem: <https://oceanexplorer.noaa.gov/oceanos/explorations/ex1803/background/geology/welcome.html>.

Tabela 2.1

Eventos relacionais entre a deriva continental e o clima global, entre o Jurássico Superior e a base do Pliocénico. Produzida por Delminda Moura.

Capítulo 3

Figura 3.1

Balanco dos fluxos de partículas no oceano. Figura Adaptada de Mosley& Liss, 2019.

Figura 3.2

Esquema da margem continental. Autor: León Hormiga. Utilização livre, licenciada por *Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International* licence, via: [https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Continental_shelf_\(letters\).png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Continental_shelf_(letters).png).

Figura 3.3

Distribuição mundial das plataformas continentais. Domínio público, GEBCO world map 2014.

Figura 3.4

Distribuição dos sedimentos marinhos. Mapa criado por Paul Webb. Credit: Steven Earle, *Physical Geology*-open textbook. Utilização livre, via: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Distribution_of_sediment_types_on_the_seafloor.png, licenciada por Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International license.

Figura 3.5

Oozes carbonatadas

A: foraminífero *Globigerina* sp. Autor: Hannes Grobe. utilização livre, via: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/c/c1/Foram-globigerina_hg.jpg, licenciada por Creative Commons Attribution 3.0 Unported license;

B: coccolitoforídeo, *Coccolithus pelagicus*. Autor: Richard Lampitt, Jeremy Young, The Natural History Museum, London. Utilização livre, via: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Coccolithus_pelagicus_2.jpg, licenciada por Creative Commons Attribution 2.5 Generic license;

C: *Coccolithus miopelagicus* dos espongolitos de Mem Moniz (Moura, 1998);

Oozes siliciosas

D: diatomácea *Lyrella_hennedy* (1500 de aumento). Autor: Massimo brizzi, utilização livre, via https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Lyrella_hennedy_1600x_contrast_inverion.jpg.

Licenciada por Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International license;

E: diatomácea da Formação de Mem Moniz (Moura, 1998);

F: radiolário *Calocyclus* sp. Autor: Picturepest, utilização livre via:

[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calocyclus_sp._-_Radiolarian_\(32163186535\).jpg](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Calocyclus_sp._-_Radiolarian_(32163186535).jpg), licenciada por Creative Commons Attribution 2.0 Generic license.

Figura 3.6

A: cristal de olivina de Naran-Kagan Valley, Paquistão. Autor: Robert M. Lavinsky Utilização livre, via: http://www.irocks.com/db_pics/pics/gem7-10a.jpg, licenciada por Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 Unported license;

B: peridotito. utilização livre via: <https://eos.org/wp-content/uploads/2016/09/peridotite-is-a-mantle-xenolith-800x600.jpg>;

C: amostra de mão da coleção de rochas do departamento de Ciências da Terra do Mar e do Ambiente, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade do Algarve;

D: Praia da Galé. Fotografia de Delminda Moura, Março, 2014;

E: Praia de Monte Velho- Açores. Fotografia de Sónia Oliveira, Outubro, 2015;

F: cristais de quartzo de diversas variedades. Propriedade de Delminda Moura;

G: minerais ferromagnesianos da Ilha do Fogo, Cabo Verde. Propriedade de Delminda Moura;

H e I: fotografias tiradas em microscópio, gentilmente cedidas por Cristina Veiga-Pires, respetivamente de Búzios (Brasil) e Ilha de Reunião.

Figura 3.7

Exemplos de plataformas carbonatadas.

A: imagem satélite (26 de Agosto de 2000) da Grande Barreira Recifal Australiana. Domínio público, via: <http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/piao3401>;

B: imagem satélite (26 Junho de 2018) do atol do Belize. Domínio público, via: <https://whc.unesco.org/en/news/1838>;

C: imagem satélite (16 de Março de 2002) dos bancos de coral das Bahamas, da autoria da NASA. Domínio público, via: <http://www.ioccg.org/gallery/bahamabank.html>;

D: recife de coral na Papua Nova Guiné. Utilização livre, via: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Coral_reefs_in_papua_new_guinea.JPG, licenciada por GNU Free Documentation License, Version 1.2.

Figura 3.8

Distribuição dos recifes de coral e das correntes marinhas superficiais. Mapa Criado com dados de <https://www.arcgis.com/home/item.html?id=26e71d14067c4b3f8dd31d1a4e008cfb> por Sónia Oliveira.

Figura 3.9.

Conchas bem ornamentadas e coloridas. características de águas tépidas e fragmento de coral. Propriedade de Delminda Moura.

Figura 3.10

A e B: bioclastos recolhidos numa praia havaiana, resultantes da quebra do recife moderno adjacente, propriedade de Delminda Moura;

C e D: respetivamente, areia de uma praia em Cuba, e de uma praia nas Maldivas, fotografadas em microscópio, gentilmente cedidas por Cristina Veiga-Pires;

E e F: brecha recifal, com fragmentos de estromatoporóides, esponjas e rudistas (Formação de Escarpão);

G: fósil de coral (Formação de Escarpão);

H: concha de bivalve atual intensamente bioperfurada facilitando a sua quebra;

I: face ventral da mesma concha que em H.

Fotografias de campo por Delminda Moura.

Figura 3.11

Representação esquemática de uma rampa carbonatada homoclinal e das suas subdivisões. Esquema elaborado por Delminda Moura, Sónia Oliveira e Gabrielle Descamps.

Figura 3.12

A: fotografia do nautilóide *Nautilus macromphalus* (Sowerby 1848). Autor: Pujolle. Utilização livre, via: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/b/be/Nautilus_macromphalus_-_edited_image.jpg, licenciada por Creative Commons Attribution-Share Alike 4.0 International license;

B: Concha de Nautilus. Propriedade de Delminda Moura.

Figura 3.13

Evolução do número de espécies fitoplanctônicas durante o Mesozoico e o Cenozoico. Figura adaptada de: Knoll, A.H., Wörndle, S., Kah, L.C., 2013, Publicado pela Royal Society nos termos da Creative Commons Attribution License <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>, que permite o uso irrestrito, desde que o autor original e a fonte sejam creditados.

Capítulo 4

Figura 4.1

Localização e Geologia do Planalto do Escarpão. Autoria de Sónia Oliveira, tendo como base a Carta Geológica de Portugal, na escala 1/100 000.

Figura 4.2

A e B: Fotografias do Planalto do Escarpão. Autoria de Rui Gregório;
C: Esquema (sem escala) da estratigrafia das formações geológicas no Planalto do Escarpão e do modo como são intersetadas pelo vale da Ribeira de Quarteira. Autoria: Delminda Moura e Sónia Oliveira.

Figura 4.3

Coluna litoestratigráfica das formações geológicas que constituem o substrato físico do Planalto do Escarpão, in: Sónia Oliveira & Delminda Moura, Julho 2021, Relatório N^o1/2021 Conteúdos Placas Informativas, produzido no âmbito da criação de placas informativas no território de Albufeira incluído no Aspirante a Geoparque Algarvensis, 64 p.

Figura 4.4

Fotografias de campo da Formação de Peral. Autoria: A: Luís Pereira (31/12/2019); B: Luís Pereira (22/05/2020); C, D, E: Luís Pereira (29/02/2020); F: Delminda Moura (19/10/2019); G, H: Sónia Oliveira (10/11/2019).

Figura 4.5

Fósseis encontrados na Formação de Peral. Autoria das fotografias de campo: Delminda Moura; Sónia Oliveira e Luís Pereira ao longo de 2020 e 2021.

Figura 4.6

Bioclastos que ocorrem nas margas da Formação de Peral e que foram remobilizados da rampa intermédia ou interna. Autoria: A, B, C, D, F: Luís Pereira (23/02/2020); E: Sónia Oliveira (11/10/2019).

Figura 4.7

Fotografias de campo de aspetos da Formação de Jordana. Autoria: Delminda Moura (08/2020).

Figura 4.8

Fotografias de campo de aspectos da Formação de Cerro da Cabeça. Fotografias de Delminda Moura e Sónia Oliveira.

Figura 4.9

Oólitos e pisólitos na Formação de Escarpão, na transição com a Formação de Cerro da Cabeça. Fotografia de Luís Pereira, zona do Cerro do Malhão, 2021.

Figura 4.10

Fotografias de campo da Formação de Escarpão. A: bancadas de calcário margoso ; B, C, D, E: bancadas de calcário bioclástico; F: estromatoporóide. Autoria: Luís Pereira.

Figura 4.11

Fotografias de campo da Formação de Escarpão A, B, C: fósseis de gastrópodes; D: fósseis de bivalves rudistas; E: fósseis de ostreídeos. Autoria: Luís Pereira.

Figura 4.12

Fotografias de campo da Formação de Escarpão. Blocos de coraliários, resultantes da erosão do bios-troma. Autoria: Luís Pereira.

Tabela 4.1

Comparação das espécies de foraminíferos bentónicos presentes em quatro das formações geológicas que afloram no Planalto do Escarpão. Produzida por Delminda Moura. As espécies listadas na tabela foram identificadas por Miguel Ramalho (2015).

Tabela 4.2. Comparação das espécies de algas presentes em quatro das formações geológicas que afloram no Planalto do Escarpão. Produzida por Delminda Moura. As espécies listadas na tabela foram identificadas por Miguel Ramalho (2015).

Capítulo 5

Figura 5.1

Paleogeografia no final do Jurássico. Figura elaborada por Sónia Oliveira com base nos dados de Paleo reconstrução de Kocsis & Scotese, 2021 e linha de costa atual obtida em: <https://www.eea.europa.eu/data-and-maps/data/eea-coastline-for-analysis-1/gis-data/europe-coastline-shapefile>.

Figura 5.2

Representação esquemática de estruturas em horst-graben. Adaptada de U.S. Geological Survey. Domínio público, via: <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/e/e3/Fault-Horst-Graben.svg/2560px-Fault-Horst-Graben.svg.png>.

Figura 5.3

Esquema dos subambientes de uma plataforma continental carbonatada. Interpretação dos ambientes de deposição das formações do Planalto do Escarpão. Autoria: Delminda Moura, Gabrielle Descamps e Sónia Oliveira.

Figura 5.4

Sistema fluvial anastomosado. Rio Walmakariri, Canterbury, Nova Zelândia (27/06/2007). Utilização livre, licenciada por <https://creativecommons.org/licenses/by/2.5/deed.en>, via https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Waimakaririor_gobeirne.jpg.

Figura 5.5

Sequência sedimentar das argilas do Cretácico, em Mem Moniz, numa das paredes de exploração da Fábrica de Cerâmica do Algarve (FACEAL). Fotografia de Delminda Moura, 08/09/2020.

Figura 5.6

A: arriba litoral na região do Arrifes- Albufeira;

B e C: Icnofósseis;

D: foraminíferos macroscópicos;

E: pegada de Dinossauro;

F e G: camadas de matéria vegetal (influência continental). Fotografias de Sónia Oliveira, 17/02/2013.

Figura 5.7

Arriba litoral em Luz de Lagos. Fotografia de Delminda Moura, 23/11/2002.

Figura 5.8

Arriba litoral a oeste de Albufeira (Castelo), constituída por rochas sedimentares do Miocénico. Fotografia de Delminda Moura, 26/03/2018.

Figura 5.9

Microfósseis dos Espongolitos de Mem Moniz. A: Reticulofenestra minuta (cocosfera); B: Coccolithus miopelagicus (cocosfera); C: Coscinodiscus tuberculatus (diatomácea); D: Microscleva (esponja). Nota: $1\mu\text{m}=0,01\text{ mm}$. Fonte: Moura, 1998.

Tabela 5.1

Síntese das formações expostas no planalto do Escarpão, paleoambientes e geo-bioindicadores. Produzida por Delminda Moura.

Capítulo 6

Figura 6.1.

Exemplos de vértices geodésicos (V.G.) nos cerros elevados na periferia do Planalto do Escarpão. C: fotografia do antigo moinho que se encontra pendurada na parede do moinho atual. Fotografias de Delminda Moura, 08/09/2020.

Figura 6.2.

Localização dos cerros e vértices geodésicos citados no texto. A base sobre a qual foram assinalados, é a carta geológica de Portugal, na escala 1/100 000, Folha Ocidental, Serviços Geológicos de Portugal. Figura produzida por Sónia Oliveira.

Figura 6.3

Camadas de calcário da Formação de Escarpão na margem do vale da Ribeira de Quarteira. Fotografia de Rui Gregório, 23/07/2021.

Figura 6.4

Esquema de cavalgamento. Produzido por Delminda Moura.

Figura 6.5

Cerro Monchina. Esquema produzido por Delminda Moura, Sónia Oliveira e Gabrielle Descamps. Fotografias de campo, por Delminda Moura, 08/09/2020.

Figura 6.6

Esquema das relações geométricas entre os cerros do Ouro e de São Vicente, do Jurássico Superior e as argilas do Cretácico Inferior. Esquema produzido por Delminda Moura.

Figura 6.7

Vista dos afloramentos das argilas cretácicas, observadas a partir do Cerro de São Vicente (A) e do Ouro (B). Note em cada uma das fotografias, as chaminés da FACEAL. Fotografias de Delminda Moura, 21/10/2021.

Capítulo 7

Figura 7.1

Alteração de calcário da Formação de Escarpão. Fotografia de Delminda Moura, 05/07/2019.

Figura 7.2

Esquema geral da meteorização química de uma rocha. Esquema produzido por Delminda Moura.

Figura 7.3

A: terra rossa resultante da dissolução do calcário. Fotografia de Sónia Oliveira, 20/01/2020;

B: solo típico das regiões calcárias, este no Planalto do Escarpão;

C: seixos de quartzo desprendidos da matriz carbonatada por dissolução desta;

D: fase residual detrítica,

Autoria das fotografias:

C e D: Luís Pereira, 06/05/2020

B e E: Delminda Moura, 06/05/2020.

Figura 7.4

A: Ponta da Piedade, Lagos, Algarve. Fotografia de Delminda Moura; B: fotografia recolhida por um veículo aéreo não tripulado (drone) dos algares de Albandeira (Algarve), captada por Sónia Oliveira, 25/03/2014.

Figura 7.5

Esquema de um sistema cársico. Esquema elaborado por Delminda Moura, Sónia Oliveira e Gabrielle Descamps.

Figura 7.6

Fotografias de campo, no Planalto do Escarpão, exemplificativas de karren (epicarso). Autoria das fotografias: A: Luís Pereira, 25/05/2020; B e C: Luís Pereira, 14/12/2019; D e E: Luís Pereira, 07/07/2020; F: Rui Gregório, 23/07/2021 G: Luís Pereira, 13/12/2019.

Figura 7.7

Aspectos cársicos relacionados com o escoamento da água para o subsolo. Autoria das fotografias: A, B, D, E, F: Delminda Moura, Março, 2019 a 17/08/2021; C e G: Sónia Oliveira, 20/01/2020.

Figura 7.8

Lapiás no Planalto do Escarpão. Fotografias de Luís Pereira, 28/12/2019.

Figura 7.9

Chãs no Planalto do Escarpão. Fotografias de Delminda Moura, 26/03/2021 a 17/08/2021.

Figura 7.10

A: lavadouros públicos, na Fonte de Paderne; B: canalização da água que é depois transportada por diques e levadas, para alimentar as várzeas; C. Fotografias de D. Moura, 31 de Maio, 2021.

Figura 7.11

A e B: Leito da Ribeira de Quarteira. Fotografias de Luís Pereira, 31/12/2019; C: meandro da Ribeira de Quarteira, bem encaixado no planalto. Fotografia de Rui Gregório, 23/07/2021.

Figura 7.12

Paisagem que observamos a partir do Cerro Monchina. Fotografias de Delminda Moura, 20/12/2020.

Figura 7.13. A e B: Ribeira de Algibre no dia 20/12/2020; C: Ribeira de Algibre no dia 26/12/2020. D e E: Ribeira de Quarteira vista para sul da Ponte do Purgatório (Paderne), respectivamente nos dias 20/12/2021 e 26/12/2021. Fotografias de Delminda Moura.

Figura 7.14

Arriba litoral entre a Praia de Olhos de Água e a foz da Ribeira de Quarteira (extremo direito). Fotografia de Delminda Moura, 02/04/2016.

Figura 7.15

Duas gerações de terraços fluviais a mais de cerca de 270 metros de distância da Ribeira de Algibre e elevado a 12 metros em relação ao leito atual. Fotografia de Delminda Moura, 26/12/2020.

Figura 7.16

A – E: terraços fluviais. Fotografias de Delminda Moura, 26/12/2020 a 31/05/2021.

F: fósseis de pequenos *Triops vicentinus* aprisionados na lama de um charco temporário, propriedade de Delminda Moura, gentilmente oferecida por Margarida Cristo, que investiga Charcos Temporários Mediterrânicos.

Cada lugar encerra em si a história do tempo que a precede e a do mundo que envolveu. Este foi o ponto de partida das autoras para este olhar sobre o Planalto do Escarpão. Escolheram um lugar onde as rochas nos falam de mais de 150 milhões de anos de acontecimentos geológicos e onde o mundo da tectónica de placas ditou as regras e deixou os seus traços. Através de uma viagem pelo tempo e pelo espaço, este trabalho conta-nos como se formou esse planalto, desde as rochas que ali encontramos até aos vales que nelas se encaixaram.

