

1

1. INTRODUÇÃO

1.1. Âmbito

1.2. Escala temporal

1.3. Limitações

1.4. Conceitos gerais

1. INTRODUÇÃO

1.1. ÂMBITO

O clima na Península Ibérica e, em particular, no nosso país não foi sempre o mesmo ao longo do tempo geológico, mercê de diversos fenómenos tectónicos e orogénicos que terão causado alterações climáticas mais ou menos importantes ao longo da história geológica peninsular. Assim, a Tectónica de Placas terá, provavelmente, tido um papel determinante na sucessão e modificação das condições climáticas vigentes na Península Ibérica ao longo da sua história geológica, tendo os outros agentes potenciadores de alterações climáticas adicionado a sua influência à conjuntura climática imposta pela Tectónica. Importa, então, esclarecer o papel que a Tectónica de Placas, em termos de evolução orogénica e paleogeográfica peninsular, teve na evolução do paleoclima na Península Ibérica.

Desta forma, esta dissertação tem como principais objectivos uma avaliação da influência da Tectónica a nível paleogeográfico e orogénico sobre a evolução climática da Península Ibérica durante a Era Mesozóica. Proceder-se-á, de igual modo, a uma tentativa de reconstrução do paleoclima da Península Ibérica ao longo deste período de tempo.

A Península Ibérica, também conhecida como microplaca ibérica (VERA, 2004) encontrava-se aproximadamente no centro do supercontinente Pangeia durante o período Triásico, estando situada a uma latitude muito inferior à que se regista hoje em dia. Com efeito, a Península Ibérica encontrava-se, neste período, muito próxima da zona equatorial (GOLONKA, 2004; LAWVER *et al*, 2002; SCHETTINO E SCOTESE,

2002). Com a fragmentação da Pangeia, durante os períodos Jurássico e Cretácico, a Península Ibérica iniciou uma longa viagem rumo a Norte e só no Cretácico terá a microplaca ibérica iniciado a penetração na faixa bioclimática temperada. Só já na Era Cenozóica é que todo o território Peninsular terá deixado a faixa bioclimática árida por completo, penetrando na zona temperada que tão bem conhecemos hoje em dia (GOLONKA, 2004; LAWVER *et al*, 2002, SCHETTINO E SCOTESE, 2002).

O papel da deriva continental está, então, bem patente na evolução climática da Península Ibérica desde o Triásico até aos nossos dias. O clima mediterrâneo que actualmente caracteriza a Península Ibérica terá sido, em larga medida, influenciado pela viagem para Norte da microplaca ibérica. No entanto, na bibliografia consultada, existem apenas referências vagas ao paleoclima ibérico e raras menções à importância que a rotação da microplaca ibérica, iniciada no Cretácico, teve para a modificação do clima global (em conjugação com o fecho do Mar de Tétis, a leste da península ancestral).

Porém, os efeitos da Tectónica não se resumem apenas à deriva continental e à modificação da posição ancestral dos continentes. Outros factores, actuados em larga medida pela Tectónica de Placas, terão influenciado o clima peninsular durante esta longa viagem de quase 250 Ma. É também deles que esta dissertação vai dar conhecimento nos diversos capítulos que o compõem. A presente dissertação encontra-se, pois, dividida em cinco grandes capítulos. O primeiro diz respeito à apresentação do âmbito, escala temporal e limitações do presente trabalho, bem como à apresentação de alguns conceitos gerais a ser tidos em consideração durante a leitura deste trabalho. O segundo capítulo dedica-se a explorar o papel de alguns dos factores resultantes da actividade da Tectónica de Placas que têm a capacidade de influenciar o clima regional e/ou global. O terceiro capítulo fala do registo sedimentar das sete grandes bacias

sedimentares ibéricas e termina com uma referência ao enquadramento paleogeográfico da Península Ibérica durante a Era Mesozóica. O quarto capítulo utiliza os dados recolhidos e apresentados no capítulo anterior para fazer uma tentativa de reconstrução do paleoclima ibérico durante o Mesozóico. Finalmente, no quinto e último capítulo, tecem-se algumas considerações acerca da influência da Tectónica Global no paleoclima ibérico das diferentes eras geológicas e apresentam-se algumas questões que poderão servir como pontos de referência para futuros trabalhos.

Com esta dissertação, não se pretende fazer um tratado de Paleoclimatologia ou da Tectónica peninsular mas tão-somente lançar alguma luz sobre a evolução paleoclimática da Península Ibérica durante a Era Mesozóica e alertar para a importância da pesquisa paleoclimática como ponto de partida para o conhecimento da alteração climática actual, pois não nos podemos esquecer dos princípios uniformitaristas que unem todas as gerações de geólogos desde Hutton: “o passado é a chave para o presente” e pode muito bem ser também considerado a chave para o futuro, se invocarmos a chamada “Lei de Ayer”, que afirma que “tudo o que já aconteceu, pode acontecer” (SKINNER *et al*, 2004).

1.2. ESCALA TEMPORAL DA RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA

Nesta dissertação, optou-se por balizar o período de tempo durante o qual vai incidir a reconstituição paleoclimática ibérica à Era Mesozóica. Várias razões levaram à escolha deste período de tempo em detrimento de outros, a saber:

- Existência de um supercontinente triásico – Pangeia – no seio do qual a microplaca ibérica se encontrava inserida, apesar de o bordo Este da Península Ibérica se situar

perto do Mar de Tétis (GOLONKA, 2004; LAWVER *et al*, 2002, SCHETTINO E SCOTESE, 2002);

- Expansão de mares epicontinentais derivada da fragmentação da Pangeia durante o Jurássico (CROWLEY E BURKE, 1998);

- Abertura e encerramento de passagens oceânicas durante o Jurássico e o Cretácico, nomeadamente, a abertura do Atlântico Norte como consequência dos esforços distensivos resultantes da fragmentação da Pangeia e o encerramento do Mar de Tétis em resultado da colisão entre as placas africana e eurasiática (SKINNER *et al*, 2004; DEBELMAS E MASCLE, 2002; CROWLEY E BURKE, 1998);

- Movimentação latitudinal significativa da Península Ibérica em direcção a Norte, afastando-se da cintura bioclimática tropical (GOLONKA, 2004; SCOTESE, 2004; LAWVER *et al*, 2002, SCHETTINO E SCOTESE, 2002).

A escolha da Era Mesozóica também se prende com a fidelidade dos dados relativos a reconstruções paleogeográficas anteriores ao Mesozóico. Se, por um lado, é relativamente simples reconstruir as posições ancestrais dos continentes até há cerca de 150 – 200 Ma atrás apenas por reverter o processo de expansão dos fundos marinhos a partir das dorsais médio-oceânicas, por outro lado, as hipóteses paleogeográficas anteriores a esse período são meramente especulativas, baseando-se num registo geológico disperso e confuso (SKINNER *et al*, 2004), sendo esta a principal razão pela qual não se escolheu a Era Paleozóica.

Por outro lado, durante a Era Cenozóica a Península Ibérica terá sofrido um deslocamento latitudinal relativamente pequeno, apenas o suficiente para sair por completo da faixa bioclimática árida, ultrapassando o paralelo dos 30° N. Para além

disso, à excepção do encerramento do Estreito de Gibraltar durante o Messiniano e consequente Crise Salina, aparentemente a Península Ibérica não teve grande influência na abertura ou encerramento de passagens oceânicas (GOLONKA, 2004; SCOTESE, 2004; CROWLEY E BURKE, 1998). Esse papel foi provavelmente desempenhado com maior importância pela colisão das placas indiana e africana com a placa eurasiática, encerrando o Mar de Tétis e a circulação entre os Oceanos Índico e Atlântico e formando os Himalaias, do que propriamente pela rotação da microplaca ibérica. Também a formação do istmo do Panamá, impedindo a circulação entre os Oceanos Pacífico e Atlântico e a abertura da Passagem de Drake, promovendo a Corrente Circumpolar Antártica foram acontecimentos tectónicos determinantes para a alteração do clima global durante o Cenozóico mas que não implicam a Península Ibérica (CARLOWICZ, 2004; CLIFT, 2004; HAUG *et al*, 2004; CROWLEY E BURKE, 1998).

1.3. LIMITAÇÕES DA RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA

Uma abordagem deste género, de um ponto de vista essencialmente tectónico, orogénico e sedimentológico, proporciona uma visão parcial e simplista de um fenómeno que é inerentemente complexo – o clima. O clima global é influenciado por toda uma série de factores que actuam a escalas temporais muito diferentes (FIG. 1.1.). Alguns apresentam ciclicidades de centenas a milhares de milhões de anos ao passo que outros apresentam uma periodicidade de algumas centenas a milhares de anos (BUCHDAHL, 1999). Porém, a maior parte deles, à luz do presente trabalho, está intimamente ligada à Tectónica de Placas. Com efeito, à excepção da quantidade de radiação solar que a superfície da Terra recebe, dos impactos de corpos sólidos extraterrestres, dos parâmetros orbitais de Milankovitch e da revolução do Sistema Solar em torno do eixo da Via Láctea, todos os outros factores que influenciam o clima

se relacionam directa ou indirectamente com os fenómenos inerentes à Tectónica de Placas.

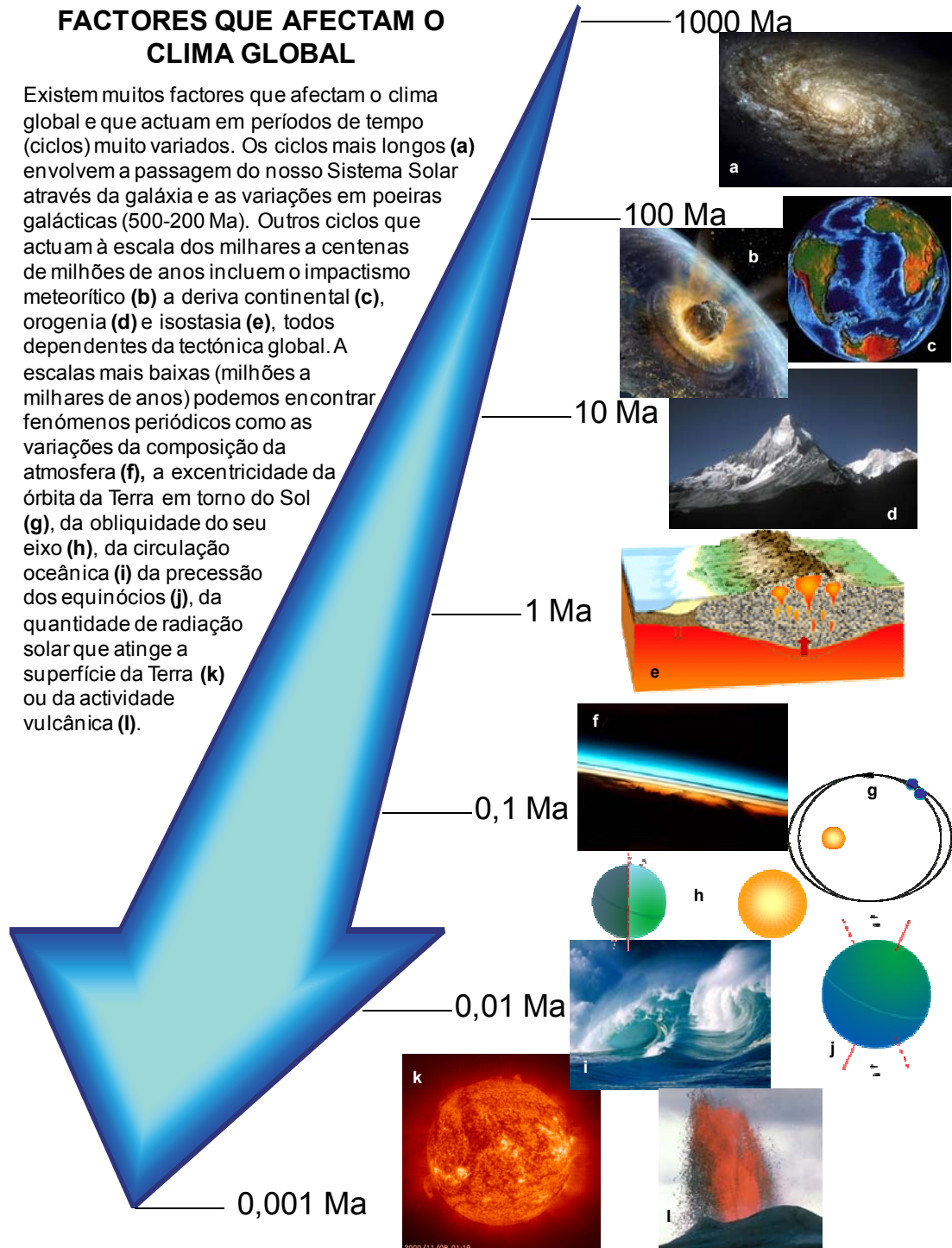


FIG. 1.1. Alguns factores que afectam o clima global agrupados pela escala temporal à qual actuam. (© NEVES, 2007)

Assim, apesar de não serem abordados nesta dissertação em virtude da sua origem extraterrestre, para além dos sinais climáticos provenientes dos fenómenos controlados pela Tectónica de Placas, também devem ser tidos em consideração os sinais climáticos provenientes de fenómenos como a colisão de bólides celestes com o nosso planeta, as variações na excentricidade da órbita terrestre em torno do Sol, na obliquidade do eixo terrestre relativamente ao plano da eclíptica e os fenómenos combinados de precessão dos equinócios e do eixo terrestre, pelo que uma aproximação sincrética e não analítica daria uma imagem mais exacta de como teria sido o clima na Península Ibérica durante a Era Mesozóica. No entanto, nesta dissertação, pretendeu-se enfatizar a influência exercida pela Tectónica de Placas sobre o clima global e, mais precisamente, sobre o clima da Península Ibérica.

Para além disso, a tentativa de reconstrução do paleoclima ibérico durante a Era Mesozóica, apesar de apoiada por uma análise sedimentológica mais ou menos exaustiva das bacias mesozóicas ibéricas – nomeadamente das grandes bacias espanholas – será inerente e eminentemente conjectural, uma vez que se baseia primariamente na análise de reconstruções paleogeográficas de linhas de costa ancestrais que já desapareceram há muito, pelo que essas mesmas reconstruções paleogeográficas não são muito exactas. Aliás, algumas dependem mesmo de autor para autor (GOLONKA, 2004; SCHETTINO E SCOTESE, 2002). O factor inexactidão aumenta quando as reconstruções paleogeográficas se reportam à Península Ibérica ancestral, as quais são, até à altura da conclusão desta dissertação, escassas para o período considerado. Nesta dissertação usaram-se como base para a interpretação da situação paleoclimática da microplaca ibérica, as reconstruções paleogeográficas de SCHETTINO E SCOTESE (2002) para o Cretácico e Jurássico e por se reportarem à área em estudo, bem como as reconstruções paleogeográficas de LAWVER *et al* (2002)

para o Triásico. Complementarmente, também se usaram os mapas paleogeográficos de GOLONKA (2004), de FORD E GOLONKA (2003) e de STAMPFLI E BOREL (2002).

1.4. CONCEITOS GERAIS

Começamos por diferenciar dois termos que quotidianamente utilizamos como sinónimos: clima e tempo, sendo que no segundo caso nos estamos a referir ao tempo meteorológico e não ao tempo cronológico. Deste modo, o tempo meteorológico pode ser definido como o estudo da evolução diária do estado da atmosfera, a qual é estudada tendo por base as leis fundamentais da Física clássica (MIRANDA, 2001; HIDORE E OLIVER, 1993). Por outro lado, a sequência habitual das características médias da atmosfera, num dado local e numa dada estação do ano constituem o clima dessa região (HIDORE E OLIVER, 1993). O tempo meteorológico e o clima são duas formas complementares de descrever o mesmo sistema utilizando essencialmente as mesmas variáveis – temperatura, pressão, humidade, precipitação, entre outros – mas referindo-se a diferentes escalas de tempo (MIRANDA, 2001).

O tempo meteorológico constitui o objecto de estudo da Meteorologia, ciência que se dedica ao estudo do movimento da atmosfera e outros fenómenos que ajudam a prever o tempo, procedendo à observação dos fenómenos meteorológicos e explicando simultaneamente os processos envolvidos nos mesmos. A Meteorologia lida, em larga medida, com o estado da atmosfera em curtos períodos de tempo e usa os princípios da Física para interpretar a atmosfera, sendo esta a razão para o constante uso da Matemática nas descrições e explicações dadas pelos meteorologistas. A Meteorologia é, assim, uma ciência analítica e prospectiva devido à previsão do estado do tempo a curto prazo (MIRANDA, 2001; HIDORE E OLIVER, 1993; OLIVER, 1973).

O clima, por seu lado, constitui o objecto de estudo da Climatologia, a ciência que se dedica ao estudo das condições atmosféricas ao longo de anos ou períodos mais longos. Esta ciência enfatiza os tipos de tempo meteorológicos mais frequentes que ocorrem num determinado local mas também dá importância aos tipos de tempo menos frequentes e habituais. As preocupações dos climatologistas são, portanto, as mesmas dos geógrafos e dos naturalistas. A Climatologia é uma ciência de síntese e essencialmente retrospectiva, pois fundamenta-se em grandes séries de observações meteorológicas prévias (MIRANDA, 2001; HIDORE E OLIVER, 1993).

Visto um dos objectivos desta dissertação ser a construção de um modelo conceptual para a evolução do paleoclima ibérico durante a era mesozóica, convém discriminar o que se entende por paleoclimatologia. Paleoclimatologia consiste, pois, no estudo do clima e das mudanças climáticas operadas anteriormente ao período de medição instrumental do clima (BUCHDAHL, 1999). Para isso, torna-se necessário recorrer a indicadores paleoclimáticos. Uma interpretação paleoclimática para um dado tempo e/ou lugar torna-se tanto mais válida quanto maior for o número de indicadores paleoclimáticos utilizados. De igual modo, a utilização desses indicadores deve ser considerada nos seus contextos global e regional (PARRISH, 1998).

Mas o que é um indicador paleoclimático? Segundo PARRISH (1998), um indicador paleoclimático é algo que indica um clima em particular, ou seja, algo que pode ser ou não controlado por um determinado clima em particular. No entanto, PARRISH adverte, ainda, para o facto de que se uma observação é explicada por um clima em particular mas a relação entre ambos não se encontra bem estabelecida, então é provável que um tal indicador não possa ser usado como tal em outros locais.

Como se forma, então, um indicador paleoclimático? Para isso teremos que nos debruçar sobre os factores que controlam o clima no nosso planeta. Tudo se inicia com a circulação de ar na atmosfera. Esta circulação atmosférica é primariamente controlada pela distribuição desigual da energia à superfície da Terra (FIG. 1.2.), causando um gradiente térmico que vai do equador terrestre para os pólos.

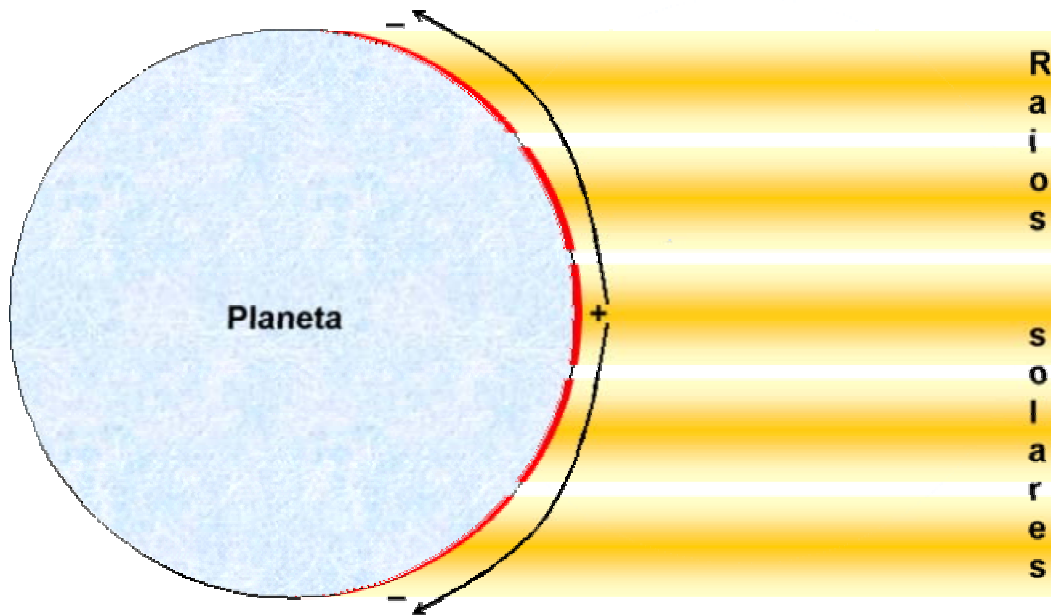


FIG. 1.2. *Distribuição da energia solar recebida pela Terra, com conseqüente criação de um gradiente térmico a partir da zona equatorial para os pólos. A vermelho encontra-se representada a variação da área terrestre aquecida por igual quantidade de radiação solar em função da latitude. (© NEVES, 2006)*

Este gradiente térmico provoca uma tendência do ar para fluir do equador terrestre em direcção aos pólos, onde se afunda e regressa, depois para o equador. Este é o designado modelo de circulação atmosférica de Hadley, que prevê a existência de apenas duas grandes células de circulação atmosférica (uma em cada hemisfério) paralelas à latitude num planeta perfeitamente liso e sem movimento de rotação (THOMPSON E TURK, 2005; MIRANDA, 2001; PARRISH, 1998). Como é bom de ver, a Terra possui movimento de rotação, pelo que esta circulação zonal é por ele afectada, causando a formação de três grandes células de circulação em cada hemisfério (FIG. 1.3.).

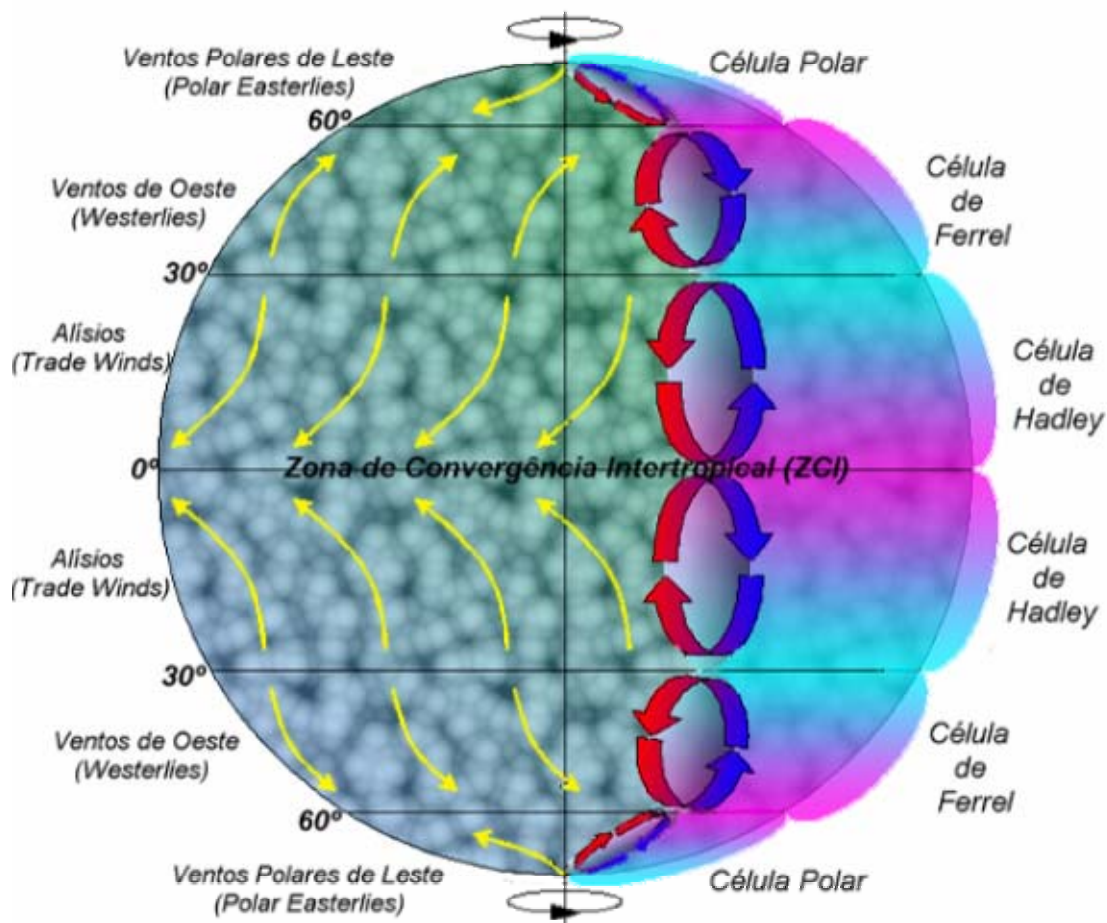


FIG. 1.3. Modelo para a circulação média global na atmosfera. À esquerda encontram-se representados, por meio de setas amarelas, os padrões globais dos ventos de superfície mais importantes. À direita estão representadas as principais células convectivas atmosféricas. (© NEVES, 2006)

PARRISH (1998) nota que o número de células de circulação varia com a velocidade da rotação da Terra, pelo que quanto maior for a velocidade de rotação, maior o número de células de circulação. Desta forma, visto que se admite que a rotação da Terra se manteve praticamente inalterada desde o início da formação do nosso planeta, o número e localização das grandes faixas bioclimáticas produzidas pelas células de circulação à superfície do planeta manteve-se inalterado ao longo dos milhões de anos (PARRISH, 1998). Este facto é de grande importância para o estudo do paleoclima à escala dos milhões de anos, pois, através do rastreio dos movimentos dos continentes poder-se-á constatar a sua passagem por diferentes faixas bioclimáticas e, desse modo, inferir, *grosso modo*, a evolução do paleoclima num determinado continente ou terreno.

Neste trabalho tentou-se reconstruir primariamente o paleoclima ibérico com base neste postulado.

Poder-se-á pensar que certos factores como a química da atmosfera, que controla parcialmente o balanço térmico global, o gradiente térmico latitudinal, que afecta a expressão superficial do clima, o albedo e a circulação vertical em oceanos termoestratificados possam afectar o padrão espacial da circulação global mas apenas o fazem localmente ou durante períodos de tempo que não podem ser detectados no registo pré-Quaternário (PARRISH, 1998). Por outro lado, existem outros factores relacionados com a Tectónica Global que, de facto, afectam a circulação zonal, tais como a distribuição dos continentes, dos oceanos e das montanhas.

Os indicadores paleoclimáticos podem ser classificados como a seguir se indica na FIG. 1.4.:

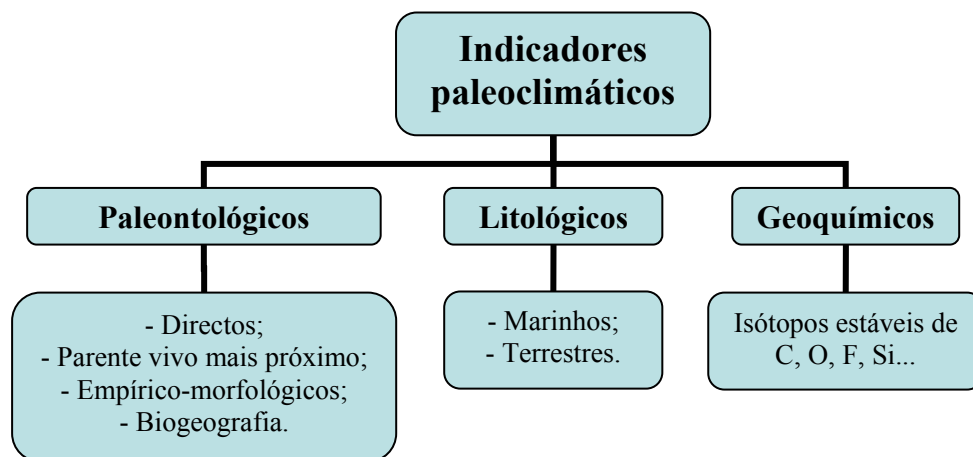


FIG. 1.4. *Classificação dos indicadores paleoclimáticos (adaptado de PARRISH, 1998)*

Nesta dissertação foi realizada revisão bibliográfica orientada para o uso de indicadores paleoclimáticos litológicos terrestres. PARRISH (1998) nota que quase todos os indicadores paleoclimáticos litológicos correspondem a rochas sedimentares, com excepção dos paleossolos, que se formaram directamente da erosão da rocha-mãe. No entanto, a existência de paleossolos no registo geológico pré-Quaternário é

relativamente rara. Segundo PARRISH (1998), o ambiente no qual se formam as rochas sedimentares determina a sua significância climática. No entanto, a ausência de provas sedimentológicas num dado local não é prova da ausência de determinadas condições paleoclimáticas nesse mesmo local, uma vez que as provas sedimentológicas podem ter sido erodidas ou remobilizadas. Do mesmo modo, certos litótipos podem ser formados em diferentes condições climáticas, pelo que a presença de um determinado registo sedimentar numa área deve ser confirmada por outros indicadores paleoclimáticos (PARRISH, 1998). O QUADRO 1.1. resume algumas das características climáticas que podem ser inferidas a partir de certos indicadores paleoclimáticos litológicos.

QUADRO 1.1. Indicadores litológicos de certas características climáticas ou relacionadas com o clima (adaptado de PARRISH, 1988).

Característica	Indicadores paleoclimáticos	
Temperatura	- Biomarcadores; - Recifes da zona fótica; - Plataformas carbonatadas; - Calcários não tropicais; - Caulinite, vermiculite, sepiolite, paligorskite, atapulgite, ikaite;	- Oxissolos; - Cunhas arenosas; - $\delta^{18}\text{O}$ em cré e fosforitos; - Minerais de paleossolos com alumínio e ferro.
Meteorização continental	- Minerais de argila no oceano e nos mares epicontinentais; - Minerais de ferro oolíticos;	- Composição de arenitos fluviais.
Tempestades	- Conglomerados com clastos achatados; - Estratificação cruzada grosseira;	- Camadas gradadas por tempestades.
Direcção e força do vento	- Recifes em mancha; - Arenitos eólicos; - Depósitos de cinzas vulcânicas;	- Poeira eólica nos fundos marinhos e em sedimentos lacustres; - Dunas com nódulos de argila.
Chuva, paleohidrologia e evapotranspiração	- Carófitas; - Fósseis terrestres de fácies; - Loess; - Dunas com nódulos de argila; - Evaporitos; - Associações terrestres de zeólitos;	- Paleossolos; - Carsos; - Camadas de carvão; - Depósitos lacustres; - Depósitos fluviais/aluviais; - Superfícies erosivas de grande escala.
Sazonalidade da humidade	- Aridissolos, oxissolos, vertissolos; - Dunas com nódulos de argila;	- Camadas de carvão; - Correntes efémeras.
Ciclos climáticos	- Cré; - Rochas sedimentares clásticas; - Sistemas deposicionais eólicos;	- Evaporitos; - Camadas de carvão; - Depósitos lacustres.

2

2. INFLUÊNCIA DA TECTÓNICA SOBRE O CLIMA

2.1. Configuração dos continentes

2.2. Nível médio do mar

2.3. Orografia

2.4. Passagens oceânicas e batimetria

2.5. Efeito das condições-limite tectónicas sobre os níveis de CO₂ atmosférico

2. INFLUÊNCIA DA TECTÓNICA SOBRE O CLIMA

2.1. CONFIGURAÇÃO DOS CONTINENTES

Um dos resultados da Tectónica Global é a chamada deriva continental, o movimento das massas continentais pela superfície terrestre ao longo dos milhões de anos. Este movimento dos continentes provoca mudanças na configuração dos mesmos que, por sua vez, provoca mudanças na sua distribuição e na proporção entre as massas continentais e as massas oceânicas. O que se observa é que a movimentação de grandes massas continentais para latitudes mais elevadas resulta na acumulação de neve sobre os continentes e o estabelecimento de condições de glaciação, ao passo que a inexistência de grandes massas continentais em latitudes elevadas resulta numa clima globalmente mais quente (BUCHDAHL, 1999; CROWLEY E BURKE, 1998).

2.2. NÍVEL MÉDIO DO MAR

Associado à distribuição global das massas continentais temos a distribuição global das massas oceânicas. O conhecimento das antigas linhas de costa permite a obtenção de dados acerca do nível médio do mar (NMM) e da existência e extensão dos mares epicontinentais, cujo conhecimento é importante devido ao efeito de inércia térmica. De acordo com Crowley e Burke (1998), a existência de um baixo NMM implica a existência de grandes áreas continentais, o que, por conseguinte, causa grandes ciclos de sazonalidade térmica e o decréscimo da precipitação devido ao efeito de continentalidade. O oposto também se verifica, pois a existência de um nível médio do mar elevado significa que não existem grandes áreas continentais, pelo que a intensidade dos ciclos de sazonalidade térmica será mais baixa, havendo um acréscimo da precipitação. Ainda segundo estes autores, a extensão das transgressões marinhas

pode também afectar os ciclos geoquímicos, que estão ligados à meteorização e aos níveis de CO₂ atmosférico, influenciando também o clima (BUCHDAHL, 1999; CROWLEY E BURKE, 1998).

2.3. OROGRAFIA

A orografia pode afectar directamente o clima a nível regional. Uma grande elevação à escala regional resulta na formação de uma região planáltica, constituindo-se um caminho mais curto tanto para a radiação incidente como para a radiação reflectida (HAY E WOLD *in* CROWLEY E BURKE, 1998). A existência de grandes regiões planálticas produz extremos climáticos sazonais, inversões sazonais da pressão atmosférica e forte circulação monsonica. Vários trabalhos demonstraram que o maior efeito das elevações regionais se resume à interrupção da circulação zonal, aumentando a vorticidade e criando contrastes climáticos. Assim, o estabelecimento de uma zona planáltica regional forma uma barreira aos ventos globais, altera o balanço de radiação e desloca o ar, causando modificações na pressão ao nível do mar e o contraste barométrico entre as altas e as baixas pressões (HAY E WOLD *in* CROWLEY E BURKE, 1998). A circulação monsonica consiste numa inversão dos ventos e das correntes oceânicas com as estações, correspondendo em grande medida a uma resposta à presença de uma grande massa continental localizada nas latitudes médias. Desta forma, durante o Verão, a insolação aquece o ar sobre o continente, criando um sistema de baixas pressões, fazendo com que o ar convirja para o sistema depressionário. Inversamente, durante o Inverno ocorre o estabelecimento de um sistema de altas pressões, forçando o ar a divergir para o exterior do centro anticiclónico (HAY E WOLD *in* CROWLEY E BURKE, 1998).

Por outro lado, a existência de cordilheiras montanhosas estreitas actua como uma obstrução ao fluxo de ar, criando efeitos climáticos orográficos que actuam a uma escala geográfica muito mais restrita relativamente aos causados por planaltos regionais. Os fenómenos climáticos orográficos mais familiares consistem nas chamadas chuvas orográficas e no efeito de sombra de chuva ou efeito de Fohen (MIRANDA 2001) devidos, respectivamente, ao arrefecimento e perda de humidade do ar húmido ascendente e aquecimento adiabático do ar seco descendente após ter ultrapassado o cume da cordilheira montanhosa (THOMPSON E TURK, 2005; SKINNER ET AL, 2004; MIRANDA, 2001; BUCHDAHL, 1999; OLIVER, 1973). Uma cordilheira montanhosa, especialmente se for perpendicular aos ventos prevalentes, actua não só como uma barreira à circulação atmosférica mas também como uma armadilha para o vapor de água, convertendo o calor latente em calor sensível, o que vai provocar precipitação nas encostas a barlavento. À medida que o ar mais seco passa sobre a crista da cordilheira montanhosa e desce, o seu potencial evaporativo aumenta. É, então, estabelecida uma zona de sombra de chuva nas encostas a sotavento de uma cordilheira montanhosa que resulta não só do défice em humidade mas também do efeito desidratante que o ar seco exerce sobre o solo e a vegetação (HAY E WOLD *in* CROWLEY E BURKE, 1998). O mesmo se verifica nos vales de rifte, em que o ar é forçado a subir as espaldas que ladeiam o vale de rifte, perdendo alguma humidade durante este processo. Se o solo do vale de rifte se situar próximo do nível do mar, essas massas de ar descendentes são capazes de induzir elevadas taxas de evaporação, como se assiste hoje em dia no Rifte Este-Africano (PARRISH, 1998)

2.4. PASSAGENS OCEÂNICAS E BATIMETRIA

A abertura ou fecho de passagens oceânicas estreitas que comunicam com diferentes bacias oceânicas pode ser importante na migração de organismos terrestres e marinhos mas também afectará a circulação oceânica tanto à superfície como em profundidade e, conseqüentemente, as trocas termo-halinas entre massas oceânicas. Para além disso, a abertura ou fecho de passagens oceânicas podem também ter sido importante nos padrões de distribuição dos sedimentos no oceano global (CROWLEY E BURKE, 1998). A separação do supercontinente Pangeia durante o Triásico-Jurássico pode ter facilitado o fluxo de água entre o Mar de Tétis, a oriente, e o Oceano Pantalassa, a ocidente. Por outro lado, a existência, em certas reconstruções paleogeográficas (BLAKEY, 2006), de uma espécie de barreira constituída por uma série de ilhas e terrenos localizados sensivelmente à paleolongitude de 100° E (FIG. 2.1.) pode também ter afectado as trocas termo-halinas entre o Mar de Tétis, a ocidente, e o Oceano Pantalassa, a oriente, provavelmente tornando o primeiro mais salgado que o segundo e, portanto, afectando, presumivelmente, a circulação oceânica superficial e profunda global.

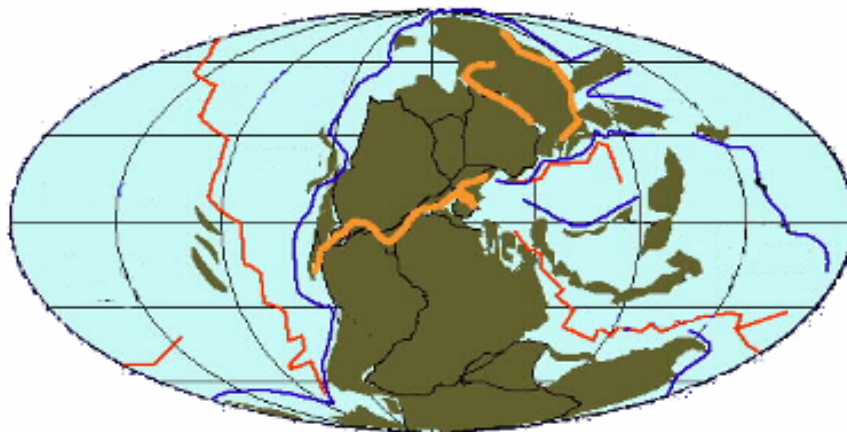


FIG. 2.1. – *Reconstrução paleogeográfica relativa ao Triásico inferior basal (modificado de BLAKEY, 2006)*

Por outro lado, a profundidade dos fundos marinhos, a forma geral da bacia oceânica e a altura e extensão das cordilheiras médio-oceânicas e dos planaltos oceânicos podem influenciar significativamente a circulação oceânica na medida em que podem interferir com o fluxo das massas de água (CROWLEY E BURKE, 1998).

2.5. EFEITO DAS CONDIÇÕES-LIMITE TECTÓNICAS SOBRE OS NÍVEIS DE CO₂ ATMOSFÉRICO

Os níveis de CO₂ atmosférico podem ser largamente influenciados por diversas razões que se prendem com a Tectónica Global. A taxa de expansão dos fundos oceânicos, o comprimento total das dorsais médio-oceânicas, a actividade das plumas mantélicas, a proporção continentes-oceanos e as taxas de meteorização e de escorrência superficial com ela relacionadas constituem factores que, ao variarem ao longo do tempo, vão influenciar a concentração de CO₂ existente na atmosfera (BUCHDAHL, 1999; CROWLEY E BURKE, 1998).

3

3. REGISTO SEDIMENTAR E PALEOGEOGRAFIA DA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE O MESOZÓICO

3.1. Registo sedimentar mesozóico português

3.1.1. Bacia Lusitânica

3.1.2. Bacia Algarvia

3.2. Registo sedimentar mesozóico espanhol

3.2.1. Cordilheira Pirenaica: Pirinéus

3.2.2. Cordilheira Pirenaica: Cordilheira Cantábrica

3.2.3. Cadeia Ibérica: Cordilheira Ibérica

3.2.4. Cadeia Ibérica: Cordilheira Catalã

3.2.5. Cordilheira Bética

3.3. Evolução paleogeográfica mesozóica da Península Ibérica

3. REGISTO SEDIMENTAR E PALEOGEOGRAFIA DA PENÍNSULA IBÉRICA DURANTE O MESOZÓICO

Existem sete grandes áreas onde afloram rochas sedimentares de idade mesozóica na Península Ibérica continental, indicadas no QUADRO 3.1. e na FIG. 3.1.:

QUADRO 3.1. Algumas características gerais das áreas onde existem afloramentos mesozóicos na Península Ibérica continental. Os algarismos entre parêntesis dizem respeito à FIG. 3.1.

País	Designação		Características Gerais
Portugal	Bacia Lusitânica (1)		<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente entre os distritos de Lisboa, Leiria e Aveiro; Orientação aproximada NNE-SSW; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico médio até ao Cretácico superior.
	Bacia Algarvia (2)		<ul style="list-style-type: none"> Situada no distrito de Faro; Orientação aproximada E-W; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico médio/superior até ao final do Cretácico inferior.
Espanha	Cordilheira Pirenaica	Pirinéus (3)	<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente nas regiões da Catalunha, Aragão e Navarra; Orientação aproximada ENE-WSW; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico médio até ao final do Cretácico.
		Cordilheira Cantábrica (4)	<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente nas regiões do País Basco, Cantábria e Astúrias; Orientação aproximada E-W; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico inferior até ao final do Cretácico.
	Cadeia Ibérica	Cordilheira Ibérica (5)	<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente nas regiões Castela e Leão, Castela – La Mancha, Aragão e Valência; Orientação aproximada NNW-SSE; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico inferior até ao final do Cretácico superior.
		Cordilheira Catalã (6)	<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente nas regiões de Valência e Catalunha; Orientação aproximada NNE-SSW; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico inferior até ao final do Cretácico superior.
	Cordilheira Bética (7)		<ul style="list-style-type: none"> Situada aproximadamente nas regiões da Andaluzia, Múrcia, Valência e Castela – La Mancha. Orientação aproximada NE-SW; Registo sedimentar estende-se desde o Triásico inferior até ao final do Cretácico.



FIG. 3.1. Localização dos afloramentos mesozóicos na Península Ibérica. 1 – Bacia Lusitânica; 2 – Bacia Algarvia; 3 – Pirinéus; 4 – Cordilheira Cantábrica; 5 – Cordilheira Ibérica; 6 – Cordilheira Catalã; 7 – Cordilheira Bética. Modificado de VERA, 2004.

3.1. REGISTO SEDIMENTAR MESOZÓICO PORTUGUÊS

3.1.1. BACIA LUSITÂNICA

A Bacia Lusitânica corresponde ao afloramento mesozóico mais ocidental da Península Ibérica, sendo limitada a Leste pela Falha de Porto-Coimbra-Tomar, a Sul pela Serra da Arrábida e a Oeste, pelo Horst das Berlengas (PINHEIRO *et al*, 1996). PENA DOS REIS (2003) reconhece, nesta bacia sedimentar, quatro grandes ciclos sedimentares (Triásico superior – Caloviano, Oxfordiano – Berriasiano, Valanginiano inferior – Aptiano inferior e Aptiano superior – Campaniano) separados por discontinuidades estratigráficas (Caloviano superior – Oxfordiano inferior, Berriasiano superior – Valanginiano inferior e Santoniano – Campaniano inferior). A FIG. 3.2. resume o registo sedimentar da Bacia Lusitânica.

PERÍODO	IDADE	SEDIMENTOS		
C R E T Á C I C O	Maastrichtiano			
	Campaniano			
	Santoniano	Arenitos de carácter continental		
	Coniaciano			
	Turoniano			
	Cenomaniano	Arenitos de carácter continental e marinho/Calcários de plataforma pouco profunda		
	Albiano	Conglomerados e arenitos de carácter continental		
	Aptiano			
	Barremiano		Arenitos de carácter continental e marinho/Calcários marinhos pelágicos	
	Hauteriviano			
	Valanginiano			
Berriasiano				
J U R Á S S I C O	Títoniano	Arenitos de carácter continental	Arenitos de carácter continental e marinho/Calcários marinhos pelágicos	
	Kierneridgiano			
	Oxfordiano	Calcários lacustres		
	Caloviano			
	Batoniano	Calcários/Argilitos, margas e calcário finos alternantes		
	Bajociano			
	Aaleniano			
	Toarciano	Argilitos, margas e calcários finos alternantes		
	Pliensbaquiano			
	Sinemuriano			
	Hetangiano	Evaporitos e dolomias folhetadas		
T R I Á S I C O	Retiano	Sedimentos siliciclásticos aluviais vermelhos/Margas e evaporitos		
	Noriano			
	Carniano			
	Ladiniano			
	Anisiano			
	Oleneguiano			
	Induano			

FIG. 3.2. Coluna estratigráfica resumida e generalizada da Bacia Lusitânica (© NEVES, 2007).

O primeiro ciclo sedimentar na Bacia Lusitânica inicia-se com sedimentos do Triásico superior (provavelmente Carniano – Retiano). Estes depósitos são dominados por sedimentos clásticos aluviais avermelhados, que interdigitam lateralmente com depósitos margosos e evaporíticos e relacionam-se com as unidades dos “Arenitos de Silves” (WILSON *et al*, 1989; PINHEIRO *et al*, 1996; PENA DOS REIS, 2003).

No Jurássico inferior, nomeadamente, durante o Hetangiano, ocorreu a deposição de evaporitos e dolomias folhetadas, a que se seguem alternâncias de argilitos, margas e calcários finos entre o Sinemuriano e o Aaleniano. Durante o Bajociano e até ao Caloviano depositaram-se calcários que variam lateralmente de fácies para alternâncias de argilitos, margas e calcário finos. Entre o Caloviano superior e o Oxfordiano inferior reconhece-se uma descontinuidade acompanhada por vezes de carsificação (WILSON *et al*, 1989; PINHEIRO *et al*, 1996; PENA DOS REIS, 2003). Esta descontinuidade estratigráfica é, também, reconhecida na maior parte das bacias sedimentares ibéricas.

O segundo ciclo sedimentar, que se estende desde o Oxfordiano médio ao Berriasiano, é caracterizado pela deposição de sedimentos carbonatados lacustres oxfordianos aos quais se segue, nas zonas mais meridionais da bacia, uma espessa série de carbonatos marinhos pelágicos com idades compreendidas entre o Kimeridgiano e o Aptiano. Lateralmente a estes carbonatos depositaram-se sedimentos clásticos continentais e marinhos também de idades compreendidas entre o Kimeridgiano e o Aptiano, os quais apresentam uma descontinuidade estratigráfica entre o Berriasiano superior e o Valanginiano inferior que marca a transição entre o segundo e o terceiro ciclo sedimentares na Bacia Lusitânica. Nas zonas setentrionais da bacia, apenas se reconhecem arenitos continentais desde o Kimeridgiano ao Berriasiano inferior, idade a partir do qual não existe registo sedimentar nestas zonas da Bacia Lusitânica (WILSON *et al*, 1989; PINHEIRO *et al*, 1996; PENA DOS REIS, 2003).

Só a partir do Aptiano superior – Albiano inferior é que o registo sedimentar regressa a todas as partes da Bacia Lusitânica, desta vez com a deposição de sedimentos silicilásticos de carácter continental (conglomerados e arenitos durante o Aptiano superior – Albiano inferior) passando a arenitos de carácter continental e marinho até ao Campaniano inferior, onde se reconhecem, entre o Santoniano superior e o Campaniano inferior, níveis de silcretos de origem climática que marcam o final deste quarto ciclo sedimentar. Entre o Albiano superior e o Cenomaniano reconhecem-se, ainda, depósitos de calcários de plataforma pouco profunda (WILSON *et al*, 1989; PINHEIRO *et al*, 1996; PENA DOS REIS, 2003).

3.1.2. BACIA ALGARVIA

A Bacia Algarvia apresenta os afloramentos mesozóicos mais meridionais de Portugal Continental, embora não o seja em relação à Península Ibérica. TERRINHA (1998) reconhece que os sedimentos mais antigos terão idade triásica superior, embora admita que, em alguns sítios, estes possam ser de idade triásica média. O termo superior desta bacia corresponde a sedimentos datados do Miocénico, que não serão tratados aqui.

Segundo TERRINHA (1998) esta bacia mesozóica ter-se-á formado por extensão tectónica e diminuição da espessura litosférica, o que terá levado à ruptura da litosfera antiga e à formação do Atlântico Norte central e, talvez, da parte mais ocidental da

crusta oceânica do Mar de Tétis entre o Algarve e o Norte de África. A FIG. 3.3. resume o registo sedimentológico da Bacia Algarvia.

PERÍODO	IDADE	SEDIMENTOS	
CRETÁCICO	Maastrichtiano		
	Campaniano		
	Santoniano		
	Coniaciano		
	Turoniano		
	Cenomaniano		
	Albiano		
	Aptiano	Calcários e margas de fácies marinha pouco profunda a supratidal alternando com associações detríticas	
	Barremiano		
	Hauteriviano		
	Valanginiano		
Berriasiano			
JURÁSSICO	Titoniano	Calcários dolomitizados	Calcários compactos e margosos alternantes com margas Calcários compactos
	Kiemeridgiano	Dolomitos Calcários compactos, calcários margosos e margas Calcários margosos, margas e conglomerados	Formações essencialmente carbonatadas
			Calcários margosos compactos e margas alternantes/margas arenosas, arenitos e conglomerados alternantes com carbonatos
	Oxfordiano	Calcários compactos com crinóides e oólitos Calcários com nódulos de fosfato	Calcários oolíticos com restos de coral, crinóides, esponjas e estromatólitos
			Calcários compactos ligeiramente margosos alternantes com margas
	Caloviano	Calcários de fácies confinada de plataforma interna e dolomitos	Calcários margosos e margas pelágicas
	Batoniano		Margas e calcários detríticos pelágicos
	Bajociano		Margas
	Aaleniano		Calcários oolíticos e calciclásticos e conglomerados Calcários e conglomerados com nódulos de sílex
			Calcários oolíticos e conglomerados Dolomitos e calcários dolomíticos
	Toarciano	Calcários e margas biodetríticos	
	Pliensbaquiano	Calcários compactos amarelo-acinzentados	
		Calcários dolomíticos com nódulos de sílex	
Sinemuriano	Dolomitos e calcários dolomíticos		
Hetangiano	Complexo Vulcano-Sedimentar		
TRIÁSICO	Retiano	Margas, pelitos e evaporitos	
	Noriano	Arenitos vermelhos e amarelos, argilas e conglomerados vermelhos moderadamente calibrados	
	Carniano		
	Ladiniano		
	Anisiano		
	Olenequiano		
	Induano		

FIG. 3.3. Coluna estratigráfica resumida e generalizada da Bacia Algarvia (© NEVES, 2007).

3.1.2.1. Triásico

A sequência sedimentar inicia-se com sedimentos de idade Carniano – Retiano que constituem a unidade dos Arenitos de Silves, unidade detrítica composta por arenitos vermelhos e amarelos, argilitos e conglomerados vermelhos moderadamente bem calibrados e com clastos de rochas do soco varisco. Estes sedimentos possuem estruturas sedimentares bem preservadas e definidas, de entre as quais se mencionam *load casts*, estratificação cruzada, canais e *ripple marks*. Ossadas mal preservadas de estegocéfalos indicam uma idade correspondente ao Triásico médio (Ladiniano superior) para as camadas inferiores desta formação (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

3.1.2.2. Jurássico

Seguidamente, já no período Jurássico, reconhece-se uma sequência de pelitos de idade Hetangiano que afloram em toda a extensão da Bacia Algarvia, o chamado Complexo Margo-Carbonatado Evaporítico de Silves. Nesta unidade também existem, localmente, calcários e dolomitos. Os evaporitos só existem a Sul da Flexura do Algre, nos sectores Leste, Centro e Oeste da bacia. O Complexo Vulcano-Sedimentar é a unidade que se segue. Esta unidade, de idade compreendida entre o Hetangiano – Sinemuriano, é constituída por mantos basálticos toleíticos intracontinentais, piroclastos e cinzas vulcânicas, sendo a fracção sedimentar equivalente à da unidade anterior (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

Segue-se uma unidade de dolomitos e calcários dolomíticos que afloram continuamente em toda a extensão da bacia. Não foram encontrados fósseis stratigráficos nestas camadas pelo que a atribuição da sua idade ao Sinemuriano fica a dever-se à sua

posição geométrica (acima das camadas hetangianas e abaixo das pliensaquianas) (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984). Seguidamente, foram depositadas camadas de calcários dolomíticos com nódulos de sílex durante o Pliensaquiano inferior, a que se seguem camadas de calcários compactos amarelo-acinzentados datadas do Pliensaquiano superior. Durante o Toarciano inferior ter-se-ão depositado camadas de calcários e margas amareladas biodetríticas. O Toarciano médio – superior não se encontra registado no Algarve (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

Durante o Jurássico médio, TERRINHA (1998) refere que a Bacia Algarvia ter-se-á diferenciado em três sub-bacias:

- Sub-bacia ocidental, localizada a oeste do *graben* da Sinceira, com sedimentação essencialmente hemipelágica durante o Jurássico inferior e médio, passando a sedimentação de plataforma interna durante o Jurássico superior;
- Alto Estrutural de Budens-Lagoa, com sedimentação de ambiente confinado ao longo do Jurássico;
- Sub-bacia Oriental, entre Lagoa e Tavira, com sedimentação de fácies hemipelágica confinada durante o Jurássico inferior, alternando com sedimentação hemipelágica durante o Bajociano e o Batoniano e dando lugar a uma sedimentação de fácies hemipelágica durante o Caloviano, à qual se segue uma fase de emersão.

Durante o Jurássico médio, na Sub-bacia Ocidental, uma barreira de recife divide a parte proximal da plataforma carbonatada em dois domínios:

- Uma plataforma interna onde se depositam sedimentos de fácies confinada, como calcários oolíticos, recifais, pisolíticos, detríticos e dolomíticos e dolomitos entre o Aaleniano e, provavelmente, o Caloviano;

- Uma plataforma externa onde se depositam sedimentos de fácies de plataforma aberta, como margas e calcários detríticos com *Zoophycos*, de fácies pelágica, datados do Bajociano – Batoniano, de cor amarela a branca, com amonites e calcários margosos e margas de fácies pelágica, datados do Caloviano, de cor cinzento-claro e friáveis (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

No que se refere à Sub-bacia Oriental, durante o Aaleniano-Bajociano ter-se-ão depositado camadas de dolomitos e calcários dolomíticos, a que se seguiram camadas de calcários oolíticos e conglomerados e, finalmente, camadas de calcários e conglomerados com nódulos de sílex. Durante o Batoniano inferior – médio, ter-se-ão depositado camadas de calcários oolíticos e calciclásticos com intercalações conglomeráticas e margas com amonóides. Finalmente, durante o Caloviano, calcários margosos e margas com amonóides perfazem as camadas sedimentares desta idade (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

Passando ao Jurássico superior, assiste-se a uma regressão marinha durante o Caloviano, um evento de carácter diácrono na Bacia Algarvia mas generalizado por toda a Península Ibérica e que terá sido causado por soerguimento do continente devido a uma pequena fase compressiva (TERRINHA, 1998, TERRINHA *et al*, 2002). A diferenciação da Bacia Algarvia em três sub-bacias ainda se encontra presente durante o Jurássico superior. Assim, na Sub-bacia Ocidental e Elevação Lagos-Portimão, a sedimentação durante o Oxfordiano médio terá contribuído para a formação de camadas de calcários com nódulos de fosfato, as quais constituem a base da sequência

transgressiva do início do Oxfordiano médio e assenta em descontinuidade angular sobre os calcários margosos do Caloviano. Até ao Kimeridgiano, ter-se-ão depositado camadas de calcários com crinóides, compactos, oolíticos e amarelados. Durante o Kimeridgiano depositaram-se camadas de calcários margosos micríticos com intraclastos, litoclastos e microfendas de dessecação, margas e conglomerados, a que se seguem camadas de calcários compactos micríticos e biomicríticos intercalados com calcários margosos e margas. Finalmente, encontram-se dolomitos avermelhados com dolomitização crescente para o topo. No Titoniano – Berriasiano inferior reconhecem-se calcários cuja base não é discernível devido à intensa dolomitização (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

No que se reporta à Sub-bacia Oriental, durante o Oxfordiano médio depositaram-se calcários compactos, cinzento-escuro e ligeiramente margosos, que alternam com camadas de margas, a frequência das quais aumenta para o topo da sequência. Também são encontradas camadas de calcários oolíticos de idade Oxfordiano superior com restos de coral, esponjas, crinóides e estromatólitos. Durante o Kimeridgiano inferior reconhecem-se calcários margosos compactos e margas, ambos acinzentados e alternantes. Na zona de Albufeira reconhecem-se camadas siliciclásticas (margas arenosas, conglomerados e arenitos) interestratificados com os carbonatos. Encontram-se, ainda, entre o Kimeridgiano inferior – superior, camadas de calcários compactos cinzentos-escuros com nódulos de sílex acastanhados, calcários compactos hermatípicos acinzentados associados a ambiente recifal, calcários dolomíticos, calcários margosos amarelados a acinzentados alternantes com margas e com algumas camadas detríticas cuja frequência aumenta para o topo e calcários nodulares, ligeiramente margosos. Durante o Titoniano – Berriasiano inferior são encontradas camadas de calcários compactos e margosos de cor cinzento-amarelada, por vezes interestratificados com

margas e calcários compactos, por vezes com intraclastos, oólitos, *black clasts*, calcários margoso e margas (TERRINHA, 1998; ALMEIDA, 1985; OLIVEIRA, 1984).

3.1.2.3. Cretácico

No que diz respeito ao período Cretácico, pode-se afirmar que os sedimentos de idade Berriasiano – Aptiano perfazem a quase totalidade do preenchimento sedimentar da Bacia Algarvia. O Cretácico inferior é constituído por calcários e margas de fácies marinha pouco profunda a supratidal, alternando com associações detríticas que indiciam regressões marinhas. TERRINHA (1998) afirma que o Cretácico inferior é mais espesso e de fácies marinha mais acentuada para Este do que para Oeste, onde as fácies são de carácter continental na Sub-bacia Central e litoral na Sub-bacia Ocidental.

3.2. REGISTO SEDIMENTAR MESOZÓICO ESPANHOL

Antes de ir mais além, convém clarificar alguns aspectos nomenclaturais relativos às unidades geológicas mesozóicas do Norte de Espanha. Diversos autores empregaram terminologias distintas para se referir às unidades geológicas do Norte de Espanha onde afloram rochas mesozóicas (FIG. 3.4). Neste trabalho foi adoptada a terminologia apresentada por BARNOLAS E PUJALTE (VERA, 2004), que não difere muito da apresentada por GALOPIM DE CARVALHO (1984) para as mesmas unidades. Esta nomenclatura não só concilia as terminologias adoptadas anteriormente por outros autores, como mantém uma concordância entre as unidades geográficas e as unidades geológicas, evitando, simultaneamente, a utilização de duplos significados (geográfico e geológico) para certos topónimos. Desta forma, estes autores reportam-se à Falha de Pamplona (também chamada de Falha de Estella-Dax ou dos Diapiros Navarros) para

marcar a fronteira entre a Cordilheira Cantábrica e os Pirinéus. Esta falha encontra-se marcada com uma linha vermelha na FIG. 3.4.

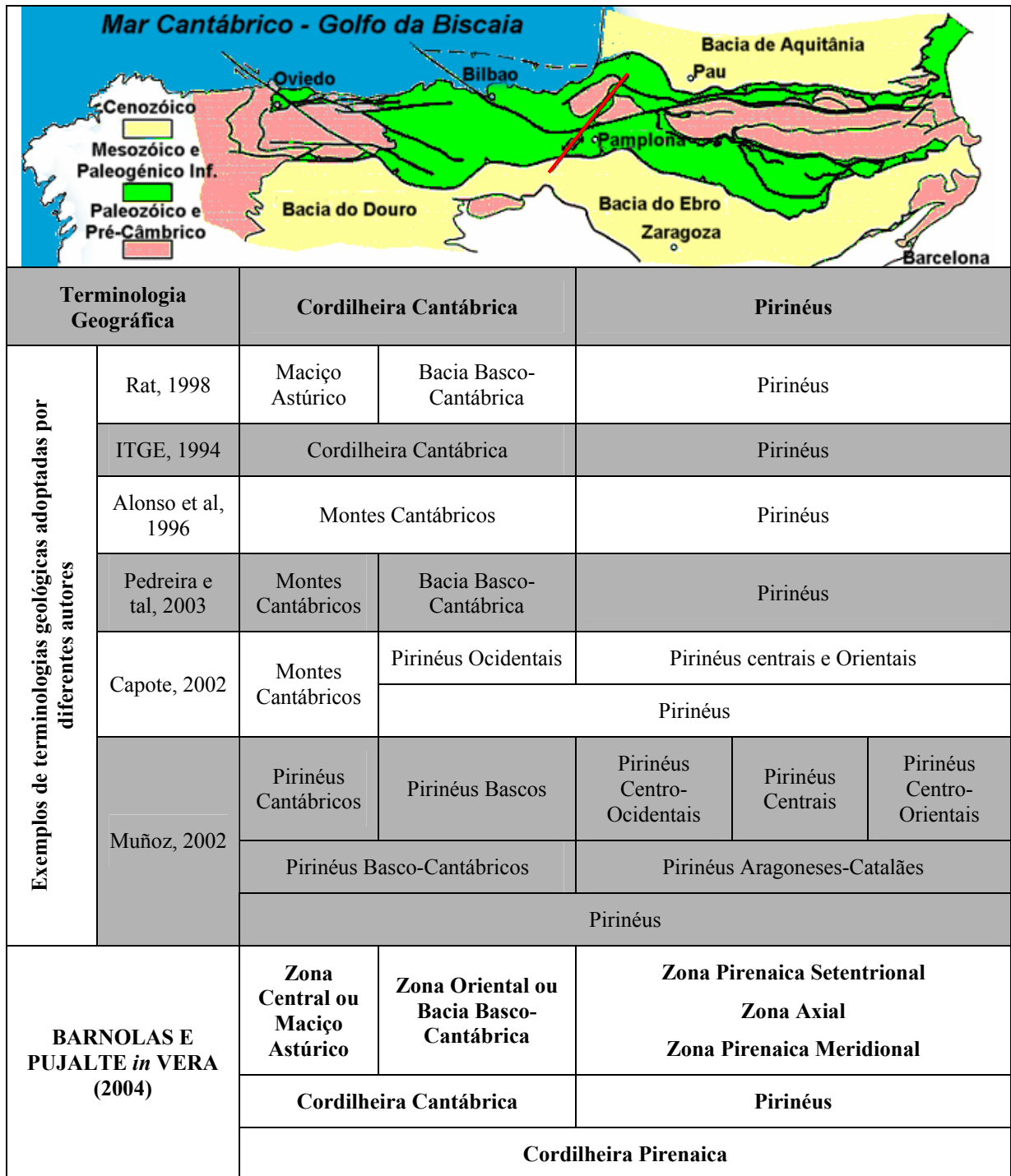


FIG. 3.4. Em cima, localização dos afloramentos mesozóicos no Norte de Espanha (Cordilheira Cantábrica e Pirinéus). Em baixo, terminologia geográfica e exemplos de terminologias geológicas referentes à Cordilheira Pirenaica (modificado de BARNOLAS E PUJALTE, *in* VERA, 2004).

3.2.1. CORDILHEIRA PIRENAICA: PIRINÉUS

Os Pirinéus podem ser subdivididos em três zonas, de Norte para Sul (BARNOLAS E PUJALTE, *in* VERA, 2004): a Zona Pirenaica Setentrional ou Norte-Pirenaica, que se caracteriza por uma série de afloramentos do soco varisco e afloramentos dobrados do Mesozóico, que incluem fácies turbidíticas do Cretácico superior, a Zona Axial, caracterizada pela existência de um extenso afloramento de soco varisco, onde se encontram alguns dos cumes mais elevados dos Pirinéus e a Zona Pirenaica Meridional ou Zona Sul-Pirenaica, constituída por materiais pós-variscos que formam a cobertura meridional da Zona Axial e por porções de soco varisco. A FIG. 3.5. resume o registo sedimentar dos Pirinéus.

PERÍODO	IDADE	SEDIMENTOS
C R E T Á C I C O	Maastrichtiano	Argilas vermelhas, arenitos fluviais, calcários lacustres e evaporitos
	Campaniano	
	Santoniano	Areias quartíferas e areias carbonatadas Calcários com carófitas Argilas e calcários margosos Arenitos e carbonatos Turbiditos/Argilas de talude Brechas
		Calcários recifais e bioconstruídos/calcários margosos
	Coniaciano	<i>Wackestones</i> com rudistas Calcários recifais bioconstruídos Calcários margosos Calcários bioclásticos
	Turoniano	Calcários maciços e homogêneos com <i>Pithonella</i> Margas e brechas Depósitos de fácies de margem com rudistas <i>Mudstones</i> e <i>packstones</i> com <i>Prealveolinas</i>
	Cenomaniano	Calcários bioclásticos arenosos com estratificação cruzada Margas e calcários arenosos com fauna planctónica e níveis glauconíticos Calcários arenosos
		Leque deltaico de arenitos e conglomerados quartzíticos Formação lenticular de calcários bioclásticos e arenosos com estratificação cruzada Margas intercaladas com calcários recifais e calcarenitos
		Calcários bioclásticos ferruginosos com intercalações de calcários margosos e margas bioturbadas Margas escuras hemipelágicas com amonóides e níveis glauconíticos Margas e calcários margosos com ostreídeos Margas com intercalações detríticas
	Aptiano	Calcários maciços com rudistas ricos em micrite Margas e calcários margosos hemipelágicos
		Micritos cerogénicos com foraminíferos planctónicos Calcários com orbitolinídeos, carófitas e rudistas
	Barremiano	
	Hauteriviano	
	Valanginiano	Calcários carbonosos com carófitas

		Arenitos com estratificação cruzada Calcários arenosos intercalados com níveis oolíticos Calcários folhetados com <i>Trocholina</i> e dasicladáceas Calcários margosos com amonitídeos Calcários oncolíticos com calpionelídeos Unidade brechosa
	Berriasiano	Margas com amonites Calcários micríticos com oncólitos e calpionelas Brechas Calcários oolíticos maciços/dolomias maciças Dolomias finas Brechas calcárias
J U R Á S S I C O	Titoniano	Calcários micríticos localmente dolomitizados/Calcários micríticos fossilíferos com coprólitos, carófitas e grandes foraminíferos aglutinados Brechas e calcários micríticos com foraminíferos, bivalves, serpulídeos e crinóides Brechas polimícticas
	Kimeridgiano	Calcários oolíticos e bioclásticos com fósseis de algas e foraminíferos/Calcários com carófitas e restos carbonosos
	Oxfordiano	
	Caloviano	Calcários oolíticos com abundantes fósseis fragmentados de corais e foraminíferos/Calcários dolomitizados maciços
	Batoniano	Calcários maciços com microfósseis/calcários dolomitizados Calcários com ostracodes/calcários dolomitizados Margas com lignito
	Bajociano	Calcários e dolomitos com oncólitos
	Aaleniano	
	Toarciano	Margas com amonites Calcários bioclásticos fossilíferos Margas muito fossilíferas
		Margas com abundantes restos de amonites e braquiópodes
	Pliensbaquiano	Calcários bioclásticos Margas fossilíferas
	Sinemuriano	Margas intercaladas com calcários Laminações dolomíticas e calcários oolíticos Dolomitos e brechas dolomíticas/anidritos intercalados com dolomitos Calcários laminados Brechas ferruginosas
	Hetangiano	
T R I Á S S I C O	Retiano	Margas, carbonatos, pelitos e evaporitos
	Noriano	
	Carniano	Calcários e/ou dolomias folhetadas Calcários cinzentos Dolomias margosas
	Ladiniano	
	Anisiano	Lutitos vermelhos e verdes, arenitos, Conglomerados, arenitos e lutitos
	Olenequiano	
	Induano	

FIG. 3.5. Coluna estratigráfica resumida e generalizada dos Pirinéus (© NEVES, 2007).

3.2.1.1. Triásico

O Triásico dos Pirinéus é semelhante ao do resto da Península Ibérica (CALVET *et al*, *in* VERA, 2004), com alternância de materiais siliciclásticos e carbonatados e/ou evaporíticos, podendo-se encontrar as três fácies sedimentares clássicas que caracterizam este período (*Buntsandstein*, *Muschelkalk* e *Keuper*).

Assim, o *Buntsandstein* pirenaico é constituído por conglomerados, arenitos e lutitos avermelhados que repousam em discordância angular sobre o substrato varisco e sobre os sedimentos pérmicos de fácies saxoniana. Estes depósitos triásicos possuem uma espessura que varia entre a centena e o milhar de metros, aflorando a Sul da Zona Axial e parecem ter resultado de depósitos deixados por canais fluviais entrançados, proximais a distais, que terão evoluído na vertical para depósitos de planície aluvial com influência marinha.

No que ao *Muschelkalk* diz respeito, CALVET *et al*, *in* VERA (2004) referem que os Pirinéus apresentam três unidades litológicas correspondentes ao *Muschelkalk* superior, de idade Ladiniano superior e com uma espessura que varia entre os 30 e os 80 metros: Unidade de dolomias margosas (unidade inferior); Unidade de calcários cinzentos (unidade intermédia); Unidade de calcários e/ou dolomias folhetadas (unidade superior).

O contacto com os sedimentos de fácies *Buntsandstein* faz-se de modo gradual a nível de afloramento e corresponde a um *onlap* a nível regional, sendo interpretados como depósitos de plataforma carbonatada homoclinal. Na transição da unidade superior com a unidade basal do *Keuper* foi descrita a presença de uma associação polínica correspondente ao Carniano médio – superior.

Quanto aos sedimentos de fácies *Keuper*, estes afloram principalmente nas Sierras Marginales e nas Unidades de Nogueres e Cadí, de acordo com as descrições feitas por CALVET *et al*, in VERA (2004) e que a seguir se apresentam.

Nas Sierras Marginales encontram-se depósitos evaporíticos com uma espessura que varia entre os 300 – 400 metros, sendo reconhecíveis três unidades: a unidade inferior, que contacta com o *Muschelkalk*, apresenta uma espessura de 30 – 43 metros e é formada por carbonatos gipsíferos com estruturas de corrente, gessos laminados com alternâncias cíclicas de argila e carbonatos e gessos laminados e nodulares;

a unidade intermédia, que contacta com a anterior de modo bem visível devido à mudança de cor branca para vermelha, formada por uma grande acumulação de camadas de gesso e argilas gipsíferas sem nenhuma ordenação sequencial, podendo chegar a ter 400 metros de espessura;

- unidade superior, com uma espessura de cerca de 60 metros, apresenta argilas cinzento-esverdeadas com camadas de dolomias laminadas e oolíticas com alguns horizontes vermelhos e argilas esverdeadas e calcários ocres laminados.

Nas Unidades de Nogueres e Cadí reconhecem-se depósitos evaporíticos, argilosos e carbonatados com espessuras da ordem dos 200 metros, os quais se distribuem por quatro unidades litostratigráficas: Unidade inferior (Argilas e Carbonatos de Adons) em transição gradual com o *Muschelkalk* e com uma espessura entre 65 e 100 metros, constituída na base por argilas cinzentas e camadas decimétricas de carbonatos maciços e laminados, assim como por *grainstones* oolíticos e pelóides parcialmente dolomitizados e, no topo, por argilas vermelhas e versicolores. Esta unidade, datada do Ladiniano superior – Carniano, não tem correspondente litostratigráfico na Península

Ibérica; uma Segunda unidade (Gessos de Boix) que corresponde à mesma unidade basal descrita para as Sierras Marginales apesar de apresentar uma espessura menor (cerca de 60 metros); uma Terceira unidade (Gessos de Senterada) que se dispõe em contacto directo sobre a anterior e em transição gradual com a sobrejacente e apresenta camadas branco-acinzentadas centimétricas a métricas de gessos laminados com carbonatos; finalmente, uma Unidade superior (Argilas e Carbonatos de Les Avellanes) datada do Retiano e corresponde à unidade superior descrita para as Sierras Marginales apesar de apresentar uma espessura menor (cerca de 45 metros).

A *Formação Isábena* dos Pirinéus meridionais é constituída por calcários e dolomias, com uma espessura da ordem dos 20 – 35 metros (CALVET *et al*, in VERA, 2004). Assenta em transição gradual sobre as fácies lutítico-carbonatadas do topo do *Keuper* e está limitada a tecto por uma superfície erosiva sobre a qual assentam as fácies siliciclásticas que compõem a base do Jurássico inferior. Desta formação fazem parte três membros:

- Membro inferior (Dolomias e Lutitos de Bruguet) datado do Retiano e formado por dez metros de dolomias folhetadas com laminação paralela, ripples de corrente, pseudomorfos lenticulares, lutitos e brechas. Estes sedimentos correspondem a depósitos de planície de inundação costeira em clima semi-árido.

- Membro intermédio (Calcários Oolíticos de Bonansa) que se encontra em contacto directo com o anterior e possui uma espessura de 5 – 12 metros. É formado por *packstones* e *grainstones* oolíticos, *packstones* de pelotas e *mudstones-wackestones* datados do Noriano superior – Retiano inferior, constituindo uma fácies de plataforma pouco profunda com desenvolvimento de pequenas barras oolíticas.

- Membro superior (Calcários Folhetados de Colobó) que apresenta uma espessura entre os 5 – 15 metros e assenta em contacto directo com o membro anterior. É constituída por calcários folhetados em camadas decimétricas e, localmente, por dolomias.

3.2.1.2. Jurássico

Os materiais que constituem este período na vertente Sul-Pirenaica reflectem o desenvolvimento de uma ampla plataforma carbonatada epicontinental sobre a margem setentrional da Placa Ibérica, tendo a sedimentação sido controlada por uma tectónica distensiva sin-sedimentar (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

Em geral, as unidades encontram-se mais preservadas na parte setentrional dos Pirinéus centrais e claramente mais incompletas nas áreas mais meridionais, o que indica uma erosão mais intensa em direcção ao Sul.

Assim, sobre as unidades dolomíticas do Triásico, MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA (2004) referem que se dispõe, em discordância angular, uma unidade com uma espessura de cerca de 5 – 8 metros de brechas ferruginosas com concentrações locais de intraclastos e restos de basaltos, sendo tradicionalmente considerada como a unidade basal do Jurássico neste região. Sobre ela dispõem-se entre 8 a 12 metros de calcários laminados com restos de ostracodes, equinóides e bivalves. De um ponto de vista evolutivo, estas duas unidades podem ser consideradas como os estádios finais do ciclo sedimentar triásico, sendo que, a partir deste ponto reconhecem-se quatro grandes sequências deposicionais relativas ao Jurássico inferior.

Entre o Hetangiano e o Sinemuriano depositaram-se dolomias maciças e brechas dolomíticas que apresentam estruturas de dissolução, existindo uma variação lateral de fácies para anidritos com intercalações de dolomias. Segue-se uma série de níveis

dolomíticos com laminações e calcários oolíticos bem estratificados, sendo esta série coroada por um *hardground* ferruginoso (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

Representando um rápido processo de afundimento e a passagem a condições de plataforma aberta, encontramos depósitos de margas fossilíferas com intercalações de calcários bioclásticos, que dominam a parte superior desta série, datada do Pliensbaquiano inferior, a qual se encontra coroada por uma superfície ferruginosa de *hardground*. No Pliensbaquiano superior, a sedimentação está representada, de acordo com MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA (2004), por uma série inferior constituída por margas fossilíferas com amonites e por uma série superior na qual se distinguem calcários bioclásticos com amonites e braquiópodes. Esta série encontra-se coroada por uma importante descontinuidade que inclui uma lacuna estratigráfica que afecta a base do Toarciano.

Entre o Toarciano inferior e o Aaleniano basal depositou-se uma unidade essencialmente margosa, constituída na base por níveis bioclásticos frequentemente com amonites e braquiópodes, coroada por uma superfície ferruginosa de descontinuidade, seguida por margas muito fossilíferas com amonites, calcários bioclásticos e fossilíferos datados do Toarciano terminal e, finalmente, por margas com amonites do Aaleniano inferior (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

Durante o Jurássico médio depositou-se um conjunto carbonatado com 100 – 200 metros de espessura, na sua maior parte dolomitizado. Localmente podem ser encontrados intervalos de calcários micríticos com laminações algais e frequentes foraminíferos. No seu conjunto, esta unidade carbonatada representa condições de plataforma carbonatada pouco profunda que temporariamente terá estado sujeita a condições de emersão. Paleogeograficamente, terá correspondido a uma elevação nos

Pirinéus centrais limitada por duas amplas áreas de plataforma externa mais aberta, a Bacia Basco-Cantábrica a Oeste e a Bacia do Baixo Languedoque a Este. Também nesta unidade é possível reconhecer quatro sequências deposicionais sucessivas separadas por importantes lacunas (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

Assim, durante o Bajociano depositaram-se calcários e dolomitos com oncólitos, sendo a descontinuidade que separa esta unidade da anterior provavelmente representativa de um importante intervalo de emersão que pode ter levado à erosão das camadas subjacentes. No Batoniano médio depositaram-se margas com lignito e calcários com ostracodes e caráceas, variando lateralmente para calcários dolomitizados. MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA (2004) referem que a descontinuidade que separa esta unidade da anterior poderia corresponder ao limite Bajociano-Batoniano. Do Batoniano superior ao Caloviano depositou-se uma sequência que se sobrepõe progressivamente às anteriores, constituída por calcários brancos maciços com microfósseis, variando lateralmente para calcários dolomitizados. A sedimentação desta sequência ter-se-á efectuado em condições de plataforma carbonatada temporariamente emersa, sendo interpretada como estágio de transição entre sedimentação sin-rifte e pós-rifte. Durante o Caloviano depositou-se uma sequência com cerca de 100 metros de espessura de calcários oolíticos com abundantes fósseis fragmentados de corais e foraminíferos, variando lateralmente para calcários dolomitizados maciços, apresentando na sua parte superior uma descontinuidade que marca o limite entre o Jurássico médio e o Jurássico superior (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

A sedimentação do Jurássico superior é caracterizada pela deposição de um conjunto carbonatado com uma espessura de cerca de 700 metros de espessura, com idades compreendidas entre o Oxfordiano superior e o Berriasiano e controlada por um

basculamento geral da plataforma para Este, do qual resulta uma exposição subaérea e fenômenos de erosão a ocidente e o desenvolvimento de uma área subsidente a oriente. À semelhança do que se passava para o Jurássico inferior e para o Jurássico médio, também durante este período de tempo é possível distinguir quatro grandes sequências deposicionais limitadas por superfícies de descontinuidade, as quais representam intervalos de exposição e o reinício de um processo transgressivo para Oeste (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

Assim, durante o Oxfordiano superior ao Kimeridgiano inferior depositaram-se calcários oolíticos e bioclásticos que apresentam restos fósseis de algas e foraminíferos e assentam sobre as camadas do Caloviano. Para Oeste passam gradualmente a calcários com carófitas e restos carbonosos, típicos de ambiente lagunar. Relativamente à sequência sedimentar entre o Kimeridgiano superior e o Titoniano inferior, MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004 reconhecem três unidades sucessivas. A unidade basal é composta por brechas polimícticas resultantes da erosão das unidades jurássicas subjacentes, a que se seguem brechas e calcários micríticos com foraminíferos, bivalves, serpulídeos e crinóides, indicativos de sedimentação em plataforma interna. Finalmente, depositou-se uma espessa (cerca de 350 metros) unidade de calcários micríticos localmente dolomitizados. Para Leste a unidade diminui de espessura (200 metros) e é constituída por calcários micríticos fossilíferos com coprólitos, carófitas e grandes foraminíferos aglutinados, o que indica sedimentação em meio sedimentar mais aberto.

Durante o Titoniano e até ao início do Berriasiano (Cretácico inferior) depositou-se uma unidade carbonatada com uma espessura da ordem dos 250 metros constituída, de muro a tecto, por brechas calcárias, dolomias finas e calcários oolíticos maciços com restos de

coprólitos e foraminíferos, passando a Oeste para um conjunto de dolomias maciças que incluem brechas de dissolução e colapso. Finalmente depositaram-se brechas, calcários micríticos com oncólitos e calpionelas e, por fim, margas com amonites. No seu conjunto, o conteúdo desta unidade é indicativo de condições de sedimentação marinha mais profunda na parte oriental da Bacia Pirenaica durante o Jurássico terminal, nomeadamente, na Bacia do Baixo Languedoque (MELÉNDEZ E AURELL, *in* VERA 2004).

3.2.1.3. Cretácico

A série sedimentar do Cretácico inferior possui, segundo ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA (2004), mais de 5000 metros de espessura e corresponde a uma sucessão maioritariamente carbonatada. Nos terrenos desta idade podem-se distinguir três traços geomorfológicos diferentes:

- estreitas áreas com elevadas taxas de subsidência, denominadas bacias e caracterizadas por uma espessa e completa sucessão estratigráfica e pela presença de depósitos hemipelágicos;
- áreas de subsidência moderada, ou plataformas, ocupadas por plataformas de carbonatos com uma espessura inferior a 1000 metros;
- altos estruturais, caracterizados por um registo muito descontínuo, reduzidos a depósitos intercalados de bauxites.

A sequência sedimentar correspondente ao Berriasiano – Aptiano inferior caracteriza-se por apresentar uma evolução semelhante em todos os sectores sul-pirenaicos, por uma

homogeneidade de fácies e por um confinamento dos sedimentos nos blocos superiores das falhas distensivas (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

Os mesmos autores distinguem duas etapas sedimentares separadas por uma paraconformidade que comporta um importante hiato temporalmente referido ao Valanginiano superior – Barremiano inferior. A primeira etapa sedimentar (Berriasiano – Valanginiano) foi constituída pela deposição de uma unidade brechosa com clastos erodidos do Jurássico superior com cerca de 200 metros de espessura, apresentando-se desorganizada na base. Esta unidade é interpretada como depósitos de taludes submarinos sobre escarpas de falhas. Segue-se uma sequência com uma espessura de cerca de 400 metros que compreende uma secção basal constituída por depósitos pelágicos de calcários oncolíticos com calpionelídeos e calcários margosos com amonitídeos, uma secção intermédia de calcários folhetados com *Trocholina* e dasicladáceas, interpretada como depósitos de plataforma interna, e uma secção superior heterolítica, com calcários arenosos, nos quais se intercalam níveis oolíticos, arenitos com estratificação cruzada e calcários carbonosos com carófitas, sendo interpretada como depósitos de laguna costeira com entrada de água doce e detritos continentais.

A segunda etapa sedimentar (Barremiano – Aptiano inferior) está composta por uma formação de calcários com orbitolinídeos, carófitas e rudistas, apresentando uma notável ausência de material terrígeno, seguidos de dois níveis de micritos cerogénicos com foraminíferos planctónicos, sendo o primeiro correlacionado com o evento anóxico oceânico 1a. O meio de deposição desta unidade é interpretado como um ambiente lagunar que varia de aberto a restrito e na parte superior evoluiu para ambiente de plataforma aberta (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

A sequência sedimentar situada entre o Aptiano inferior e a base do Albiano superior comporta importantes variações de fácies. A base consiste numa marcada transgressão marinha, com deposição de margas hemipelágicas nas áreas subsidentes a Norte e carbonatos de plataforma nas áreas elevadas meridionais, que em grande parte se encontravam emersas no início deste ciclo.

ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA (2004) reconhecem três etapas sedimentares de desenvolvimento de plataformas carbonatadas com carácter expansivo. A primeira etapa terá ocorrido no intervalo Aptiano inferior – Aptiano médio, quando ocorreu um afundimento brusco acompanhado de aporte terrígeno fino, resultando na formação de margas e calcários margosos hemipelágicos. Na margem Sul da Bacia Pirenaica corresponde a uma estreita plataforma carbonatada composta por calcários com rudistas e corais. Até ao final desta etapa, grande parte da bacia é ocupada por fácies pouco profundas, com a deposição de calcários maciços com rudistas ricos em micrite, que colmatam e suavizam os taludes herdados pela formação margosa anterior. A segunda etapa terá ocorrido entre o Aptiano médio e o Albiano médio, assistindo-se, de muro a tecto, à deposição de margas com intercalações detríticas, margas e calcários margosos com concentrações de ostreídeos que formam bio-hermas e biostromas, margas escuras hemipelágicas com amonóides e níveis glauconíticos e, finalmente, calcários bioclásticos ferruginosos com intercalações de calcários margosos e margas bioturbadas. Neste período de tempo ter-se-á assistido a um afundimento e acentuação do relevo deposicional que terá restringido a área costeira a um cinturão de fácies recifais na extremidade Sul da bacia. Na transição Aptiano – Albiano ter-se-á acentuado a diferença de afundimento entre o centro e a margem da bacia. No Albiano médio ter-se-á verificado algum soerguimento da bacia, resultando na deposição dos calcários bioclásticos ferruginosos supracitados. A terceira etapa terá ocorrido entre o Albiano

médio e a base do Albiano superior, onde se depositaram margas cinzentas com intercalações de calcários recifais e calcarenitos em ambiente de mar aberto, cuja profundidade aparenta aumentar para o tecto desta sequência. Esta unidade interdigita-se com uma outra constituída por calcários com corais e, em menor proporção, por rudistas.

A sequência sedimentar correspondente ao Albiano superior inicia-se, segundo ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA (2004), em discordância angular com as camadas subjacentes e apresenta duas etapas de diferente evolução geodinâmica. A primeira é caracterizada por um episódio de peneplanície e um cessar da subsidência produzida por movimentos distensivos. Assim, nesta etapa depositou-se um corpo lenticular constituído por calcários castanhos bioclásticos e arenosos com estratificação cruzada, interpretado como um depósito de plataforma pouco profunda. De seguida encontram-se depósitos com um elevado conteúdo terrígeno grosseiro proveniente de ocidente, tendo-se depositado arenitos e conglomerados quartzíticos em leque deltaico, seguidos de calcários arenosos. A segunda etapa estende-se até à base do Cenomaniano inferior e é caracterizada pela deposição de margas e calcários arenosos com fauna planctónica e níveis glauconíticos, interpretada como depósitos de plataforma externa em máximo transgressivo, seguida da deposição de uma espessa série de calcários bioclásticos arenosos com estratificação cruzada, interpretados como depósitos de *sand waves* em plataforma carbonatada pouco profunda.

A sequência sedimentar do Cretácico superior marca a transição de uma bacia afectada por movimentos distensivos para uma margem passiva (Cenomaniano – Campaniano) e o estabelecimento de uma bacia de antepaís que tipifica grande parte do Maastrichtiano. A bacia sedimentar do Cretácico superior apresentava uma plataforma marinha pouco

profunda a Sul e uma bacia profunda com orientação aproximada E – W. A paleogeografia cretácica é acentuada por mantos de carreamento que incorporam partes da plataforma interna, da plataforma externa, do talude e da bacia em diferentes lâminas cavalgantes. De um modo geral, a sucessão sedimentar do Cretácico superior pode dividir-se em duas mega-sequências uma referente ao intervalo Cenomaniano – Santoniano inferior e outra referente ao intervalo Santoniano superior – Maastrichtiano (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

Assim, durante o intervalo Cenomaniano – Turoniano depositou-se uma plataforma carbonatada que repousa em discordância sobre materiais de diferentes idades e é constituída por depósitos de fácies de plataforma pouco profunda de espessura constante e bastante homogénea formados por *mudstones* e *packstones* com Prealveolinas; depósitos de fácies de margem com uma espessura entre 150 – 200 metros, ocasionalmente com abundantes rudistas; margas e brechas interpretados como depósitos de fácies de talude e bacia com uma espessura da ordem dos 400 metros e, finalmente, 30 – 80 metros de calcários com *Pithonella* de aspecto maciço e homogéneo, interpretados como depósitos de fácies de *drowning*. Durante o Coniaciano ter-se-á desenvolvido uma plataforma carbonatada com cerca de 400 metros de espessura máxima, correspondendo a base a um *hardground* com glauconite e o tecto corresponde a um nível ferruginoso com possibilidade de paleocarso. Nela se distinguem duas sequências deposicionais que representam diferentes estados evolutivos: a sequência inferior corresponde a uma rampa progradante de bancos de fragmentos esqueléticos que passam gradualmente a calcários margosos ao passo que a sequência superior, também progradante, representa uma mudança com o estabelecimento de bioconstruções de corais que passam abruptamente a fácies de plataforma pouco profunda, *wackestones* com rudistas e talude, o que representa uma regressão forçada.

Durante o Santoniano inferior depositou-se uma plataforma carbonatada com cerca de 500 metros de espessura máxima de carácter retrogradante. A base e o tecto da plataforma contêm um sistema misto de componentes esqueléticos misturados com grãos de quartzo que podem chegar até 60%. Por cima do sistema misto inferior a plataforma contêm fácies de pouca energia com bioconstruções de rudistas e corais que passam a calcários margosos até à bacia. O talude e a plataforma profunda correspondem a calcários margosos com espessura muito menor que na margem (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

Os depósitos pertencentes à mega-sequência Santoniano superior – Maastrichtiano correspondem, segundo ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA (2004), à máxima transgressão do Cretácico superior nos Pirinéus e termina com uma regressão generalizada que deposita sedimentos continentais na maior parte dos Pirinéus Centrais. Na bacia, o limite entre as duas mega-sequências é muito claro e corresponde a uma discordância angular sobre a qual se depositaram brechas turbidíticas canalizadas. Na plataforma, o contacto é menos claro.

O ciclo transgressivo-regressivo do Santoniano superior – Maastrichtiano reflecte o início da tectónica pirenaica, com uma etapa inicial que reflecte subsidência generalizada da plataforma e uma fase final compressiva com formação de cavalgamentos, dobras e inversão da bacia iniciada no Campaniano superior. Esta última fase coincide com o estabelecimento de um olistostroma e a mudança de sedimentação carbonatada para siliciclástica na plataforma (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

Os mesmos autores consideram que, durante o intervalo de tempo Santoniano superior – Campaniano inferior, em termos paleogeográficos, existia uma bacia turbidítica com

orientação E-W aberta para o Atlântico e uma plataforma carbonatada progradante para Norte. Entre a plataforma e a bacia existia um talude instável que terá sido reactivado durante a colisão pirenaica. A espessura dos sedimentos depositados é considerável tanto na bacia como na plataforma. Assim, na bacia e na margem desta, na base da sucessão, existem brechas encaixadas em canhões que ocasionalmente formam uma camada extensa mas pouco espessa, sendo que algumas das brechas estão associadas a fenómenos de *unroofing*. Por cima das brechas podem existir turbiditos ou argilas de talude. A sucessão turbidítica tem uma espessura de cerca de mil metros e um carácter granodecrescente no qual se podem distinguir três “séries” sedimentares separadas por sedimentos argilosos que apresentam diversas cicatrizes de movimentos de massa. As fácies de talude correspondem a argilas cinzentas a azuladas com camadas de calcários margosos brancos, os quais são mais abundantes para o tecto da sucessão e correspondem às fácies distais de plataformas carbonatadas progradantes. Estas fácies apresentam evidências de depósito por deslizamento (*slump*) e falhas normais, especialmente para o tecto da sucessão. A plataforma carbonatada é muito extensa e atinge um máximo de 900 metros de espessura, sendo a sequência nesta zona constituída por um sistema misto de areias e carbonatos na base, ao qual se seguem argilas e calcários margosos que passam gradualmente na vertical para calcários, os quais representam uma plataforma com fácies de transição com carófitas, que passam a fácies lagunares de carácter limoso mas com alguma bioconstrução de rudistas. Nas fácies de transição e de laguna existem camadas de areias quartzíferas. As fácies de laguna passam a fácies de margem, geralmente de elevada energia, que contêm abundantes bioconstruções e bancos granulares de areias carbonatadas em estratificação cruzada de grande escala e alguns grãos de quartzo disseminados entre os materiais carbonatados.

O intervalo Campaniano superior – Maastrichtiano representa o início da inversão tectónica da bacia e da sedimentação clástica em toda a sua extensão, representando, pois, a transição para fácies continentais que dominaram o Maastrichtiano e o trânsito entre o Cretácico e o Terciário (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004). O limite inferior desta sequência sedimentar corresponde a uma discordância de extensão limitada e o limite superior encontra-se entre fácies argilosas não marinhas de difícil identificação. A paleogeografia deste período de tempo sofreu uma considerável mudança, já que, com o início da orogénese pirenaica a zona Nordeste do sulco turbidítico do Campaniano inferior se tornou emersa, de forma que os sedimentos continentais de idade Maastrichtiana repousam em discordância sobre materiais cenomanianos. Entre a zona emersa a NE e a plataforma a Sul existiu um sulco no qual se depositou uma grande espessura de areias e argilas com discordâncias progressivas na margem Sul do anticlinal de Sant Corneli. Seguidamente encontram-se arenitos que separam as fácies argilosas marinhas inferiores das fácies não-marinhas. Estes arenitos são complexos e representam ambientes de dunas eólicas, praia, plataforma proximal e distal e canhão turbidítico. Esta complexidade reflecte o carácter sin-tectónico desta formação e as mudanças abruptas da batimetria como resultado de cavalgamentos. Na bacia, a base da sucessão corresponde a um olistostroma que em alguns sítios repousa em discordância sobre os turbiditos subjacentes. As fácies continentais apresentam mudanças na espessura que reflectem a estrutura dos anticlinais e sinclinais, sendo as fácies mais típicas constituídas por argilas vermelhas com pequenos níveis de areias fluviais, calcários lacustres e evaporitos (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

O começo da transgressão generalizada que caracteriza o Maastrichtiano superior foi diacrónico na Cordilheira Pirenaica, provavelmente devido à maior intensidade e

persistência dos movimentos compressivos tardi-cretácicos nas partes oriental e central da Cordilheira Pirenaica. Com efeito, nestas zonas, a regressão do final do Cretácico durou até ao final do Maastrichtiano, não se registando mudança de tendência até ao início do Paleocénico, com o desenvolvimento da primeira plataforma carbonatada (ROBADOR E GARCIA-SENZ, *in* VERA, 2004).

3.2.2. CORDILHEIRA PIRENAICA: CORDILHEIRA CANTÁBRICA

BARNOLAS E PUJALTE, *in* VERA (2004) referem que a Cordilheira Cantábrica compreende o segmento emerso da Cordilheira Pirenaica situado a Oeste da Falha de Pamplona (FIG. 3.4.). A sua zona oriental (Bacia Basco-Cantábrica) é principalmente constituída por rochas Mesozóicas, sobretudo uma espessa série de rochas datadas do Cretácico, enquanto que na parte ocidental predominam materiais Paleozóicos e Pré-Câmbricos. A Bacia Basco-Cantábrica é, ainda, dividida em três grandes domínios (Arco Basco, Sulco Navarro-Cantábrico e Plataforma Norte-Castelhana – FIG. 3.6.) que coincidem aproximadamente com segmentos específicos das paleomargens Norte-Ibérica e Europeia sobretudo a partir do Cretácico médio, quando a individualização destas paleomargens se tornou mais evidente (BARNOLAS E PUJALTE, *in* VERA, 2004). A FIG. 3.7. resume o registo sedimentar da Cordilheira Cantábrica.

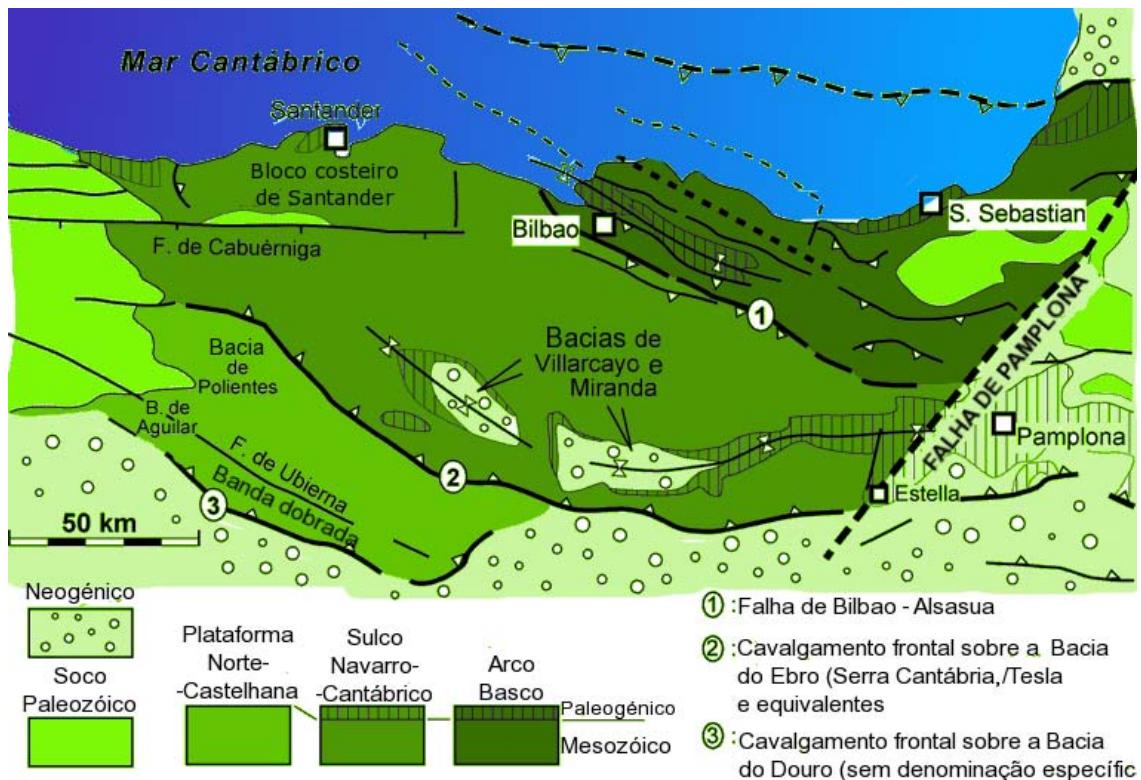


FIG. 3.6. Esquemas das divisões da Bacia Basco-Cantábrica (modificado de BARNOLAS E PUJALTE in VERA, 2004).

PERÍODO	IDADE	Oeste	SEDIMENTOS	Este
CRETÁCICO	Maastrichtiano	Calcários, calcários argiloso e margas alternantes	Margas e calcários argiloso alternantes	Margas e calcários argiloso alternantes
		Margas, calcários argilosos e arenosos	Margas e calcários argilosos alternantes	Margas e calcários argilosos alternantes
		Calcários, calcários argilosos e margas alternantes	Turbiditos arenoso	Turbiditos arenoso
	Campaniano	Margas e calcários argilosos e arenosos alternantes	Turbiditos arenosos	Turbiditos arenosos
	Santoniano	Calcários, calcários argilosos e margas alternantes	Turbiditos calcários com sílex	Turbiditos calcários com sílex
		Calcários, calcários argilosos e margas alternantes	Turbiditos calcários com sílex e margas	Turbiditos calcários com sílex e margas
	Coniaciano	Calcários, calcários argilosos e margas alternantes Calcários de plataforma	Turbiditos calcários com sílex e margas	Turbiditos calcários com sílex e margas
	Turoniano	Calcários, calcários argilosos e margas alternantes Dolomitos	Turbiditos calcários com sílex, margas e brechas Argilas e margas/Margas e calcários argilosos alternantes	Turbiditos calcários com sílex, margas e brechas Argilas e margas/Margas e calcários argilosos alternantes
	Cenomaniano	Calcários, calcários argilosos e margas alternantes Arenitos	Turbiditos calcários com sílex e margas/Margas e calcários argilosos alternantes	Turbiditos calcários com sílex e margas/Margas e calcários argilosos alternantes
		Dolomias/ Conglomerados	Argilas e margas	Argilas e margas
	Albiano	Lutitos, margas e arenitos de fácies fluviais deltaicas, costeiras e marinhas pouco profundas/Turbiditos conglomeráticos e/ou arenosos	Lutitos conglomeráticos e/ou arenosos	Lutitos conglomeráticos e/ou arenosos
		Micritos com rudistas, miliólidos e gastrópodes/Calcários recifais e bioconstruídos/Megabrechas calcárias, calcarenitos, margas e margocalcários	Micritos com rudistas, miliólidos e gastrópodes/Calcários recifais e bioconstruídos/Megabrechas calcárias, calcarenitos, margas e margocalcários	Micritos com rudistas, miliólidos e gastrópodes/Calcários recifais e bioconstruídos/Megabrechas calcárias, calcarenitos, margas e margocalcários
Aptiano	Calcários com rudistas e corais e corais de rampa proximal/Margas e margocalcários de rampa média e distal	Calcários com rudistas e corais e corais de rampa proximal/Margas e margocalcários de rampa média e distal	Calcários com rudistas e corais e corais de rampa proximal/Margas e margocalcários de rampa média e distal	
	Barremiano	Argilas negras e arenitos finos de deltas fluviais Lutitos vermelhos fluviais com paleocaliches	Lutitos marinhos com orbitolinas, ouriços e amonites Calcários e argilas negras salobras alternantes	Lutitos marinhos com orbitolinas, ouriços e amonites Calcários e argilas negras salobras alternantes
Hauteriviano	Lutitos com gastrópodes dulçaquícolas, fendas de dessecação e ripples de ondulação	Sedimentos terrigenos com restos carbonosos	Sedimentos terrigenos com restos carbonosos	
Valanginiano	Arenitos quartzíticos fluviais, ocasionalmente, microconglomeráticos	Calcários com carófitas e calcários coralinos	Calcários com carófitas e calcários coralinos	

J U R Á S S I C O	Berriasiano	Arenitos e lutitos fluviais vermelhos com paleocaliches Arenitos, arenitos calcários e calcários arenosos, ocasionalmente oolíticos com estratificação cruzada Lutitos calcários, calcários impuros e arenitos finos alternantes Carbonatos palustres interdigitados com depósitos detríticos Conglomerados e arenitos fluviais grosseiros		
	Titaniano			
	Kimeridgiano	Calcários <i>packstone</i> e <i>grainstone</i> de oólitos e bioclastos, bio-hermas e depósitos carbonáticos microbianos/Arenitos deltaicos		
	Oxfordiano	Calcários fossilíferos/Siltos e arenitos calcários		
	Caloviano	Carbonatos de plataforma externa	Carbonatos de plataforma pouco profunda com finas intercalações terrigenas	
	Batoniano			
	Bajociano	Espongolitos Margas com amonites		
	Aaleniano	Numerosas discontinuidades estratigráficas e níveis de ressedimentação		
	Toarciano			
	Toarciano	Calcários e calcários margosos fossilíferos e alternantes Margas negras de ambiente anóxico		
	Pliensbaquiano	Calcários e margas fossilíferos e alternantes entre si e com três períodos de elevado conteúdo em matéria orgânica		
	Sinemuriano	Calcários fossilíferos finamente estratificados Conglomerados e arenitos siliciosos		
	Hetangiano	Carbonatos de fácies de plataforma pouco profunda/Tempestitos		
	T R I Á S I C O	Retiano	Dolomias folhetadas	
Noriano		Lutitos azuis e verdes com intercalações calcárias e dolomias laminadas		
Carniano		<i>Mudstones</i> , <i>wackestones</i> e dolomicritos.		
Ladiniano		Calcários <i>grainstone</i> oolíticos e <i>wackestone</i> bioclásticos intercalados com laminações algais ou pseudomorfos de evaporitos		
Anisiano		Lutitos vermelhos intercalados com arenitos finos laminados e dolomias Arenitos e lutitos vermelhos		
Olenequiano		Arenitos siliciosos e conglomerados com clastos siliciosos Lutitos e arenitos vermelhos		
Induano		Conglomerados com clastos bem arredondados		
Induano				

FIG. 3.7. Coluna estratigráfica resumida e generalizada Cordilheira Cantábrica (© NEVES, 2007).

3.2.2.1. Triásico

ROBLES E PUJALTE, *in* VERA (2004) referem que o Triásico está representado na maior parte da Cordilheira Cantábrica por depósitos de fácies *Buntsandstein*, *Muschelkalk* e *Keuper* em discordância angular sobre materiais do Carbónico ou do Pérmico inferior. Como excepção, nas Astúrias não aparecem materiais característicos

do *Buntsandstein* ou do *Muschelkalk*, apresentando uma sequência de cerca de 250 metros de espessura e sendo formados por lutitos, margas e arenitos vermelhos, verdes e castanhos com intercalações de gesso na parte superior e com um nível de dolomias e calcários folhetados a tecto.

Em contraste, na parte ocidental da Bacia Basco-Cantábrica, o Triásico apresenta-se amplamente desenvolvido, particularmente no que se refere aos depósitos de fácies *Buntsandstein*, que compreendem depósitos siliciclásticos (conglomerados, lutitos e arenitos vermelhos) organizados numa sucessão complexa de carácter positivo de espessura muito variável (120 – 950 metros), encontrando-se os níveis mais ricos em lutitos mais para o tecto da sucessão (ROBLES E PUJALTE, *in* VERA, 2004).

As variações de espessura, o carácter cuneiforme das unidades e a orientação das paleocorrentes estão controlados pelo traçado e actuação de falhas sin-sedimentares, pelo que ROBLES E PUJALTE, *in* VERA (2004) propõem que a deposição dos sedimentos desta fácies teve lugar numa bacia de rifte com tectónica activa, onde falhas normais delimitavam um extenso e complexo *graben*. Esta série repousa em discordância sobre lutitos vermelhos do Pérmico inferior no centro do *graben* (zona ocidental da Bacia Basco-Cantábrica) tendo sido dividida em três unidades (ROBLES E PUJALTE, *in* VERA, 2004):

- A primeira unidade possui cerca de oitenta metros de espessura e é constituída por conglomerados com clastos de quartzito bem arredondados e de tamanho variável, com um máximo de cinquenta centímetros. No seu conjunto representa uma sequência positiva na qual se individualizaram quatro ou cinco unidades menores separadas por superfícies de erosão de grande continuidade lateral. As paleocorrentes indicam fluxos

para ENE pertencentes a um sistema fluvio-aluvial relativamente proximal com predomínio de correntes tractivas.

- A segunda unidade possui cerca de setenta metros de espessura e apresenta uma base erosiva e irregular, sobre a qual existe uma alternância de lutitos e arenitos vermelhos. Organizada, no seu conjunto, em sete ou oito sequências positivas de entre seis a nove metros de espessura cada uma, formando na totalidade uma macro-sequência positiva correspondente a uma planície aluvial com amplo desenvolvimento de áreas canalizadas de baixa sinuosidade.

- A terceira unidade possui cerca de setecentos metros de espessura dividida em três membros que, no seu conjunto, formam uma sequência positiva, sendo interpretada como resultado de um sistema fluvial essencialmente entrançado que, de muro a tecto, se desenvolve desde zonas proximais canalizadas a extensas planícies lodosas com desenvolvimento de esporádicos episódios evaporíticos tipo *sabkha*.

Segundo ROBLES E PUJALTE, *in* VERA (2004), os depósitos de fácies *Muschelkalk* são constituídos por formações carbonatadas que repousam sobre os depósitos detríticos do *Buntsandstein* e que, por correlação com as unidades pirenaicas, têm idade Ladiniano – Carniano inferior. A sua espessura é variável, atingindo no máximo 120 metros. Os limites inferior e superior da sequência sedimentar desta fácies coincidem com limites mecânicos, o que impede o estabelecimento preciso da sua continuidade lateral original. ROBLES E PUJALTE, *in* VERA (2004) dividem estes depósitos em duas unidades, uma basal e uma superior. A unidade basal está parcialmente dolomitizada e é constituída por calcários cinzentos em camadas com uma espessura de cerca de 20 centímetros, apresentando uma grande variedade de fácies, desde *grainstones* oolíticos a *wackestones* bioclásticos e intercalações com laminações algais

ou com pseudomorfos de evaporitos. A unidade superior é constituída por *mudstones*, *wackestones* e dolomicritos que, no conjunto, representam depósitos de rampa carbonatada essencialmente interna e pouco profunda.

Os depósitos de fácies *Keuper* são constituídos por lutitos avermelhados, azulados e verdes, com intercalações de gesso e localmente com inclusões de rochas básicas e abundantes e espessos evaporitos. Desta forma, torna-se muito difícil ou mesmo impossível estabelecer a espessura original dos sedimentos desta fácies em virtude da sua tendência halocinética. Reconhecem-se duas unidades. Na unidade basal, datada do Carniano médio – Retiano por correlação com as unidades pirenaicas, predominam lutitos azulados e esverdeados com intercalações calcárias e dolomias laminadas (principalmente laminações estromatolíticas para o tecto da sequência) que representam episódios de *sabkha*, passando sem continuidade a uma unidade de dolomias folhetadas de espessura variável e descontínua lateralmente. Esta unidade estende-se em cunha erosiva por baixo de unidades calcárias do Jurássico inferior (ROBLES E PUJALTE, *in* VERA, 2004).

3.2.2.2. Jurássico

O chamado “Jurássico Marinho” engloba, segundo ROBLES *et al*, *in* VERA (2004), a maior parte dos materiais jurássicos da Cordilheira Cantábrica pertencentes ao Jurássico inferior e médio, com excepção da parte oriental, onde também se encontram depósitos correspondentes ao Jurássico superior. Os afloramentos deste período aparecem em três áreas: Norte das Astúrias, zona ocidental da Bacia Basco-Cantábrica e no extremo oriental do Arco Basco. Durante o Jurássico inferior – médio, a Cordilheira Cantábrica fazia parte de um extenso mar epicontinental limitado a Sul pelo Maciço Ibérico e a Norte pelo Maciço Armoricano. A partir do Jurássico médio, a bacia sofreu uma

regressão com emersão e erosão subaérea muito importante que terá avançado progressivamente de Oeste para Este, afectando as Astúrias a partir do Jurássico médio – superior e alcançando o extremo oriental da Bacia Basco-Cantábrica apenas por altura do Jurássico superior.

O “Jurássico Marinho” da Cordilheira Cantábrica esta representado por uma espessa unidade de carbonatos com escassos sedimentos silicilásticos, limitada a muro e tecto por duas descontinuidades de extensão regional, ambas ligadas a etapas de reactivação da tectónica distensiva que também afectaram as bacias jurássicas. A primeira etapa terá ocorrido na transição entre o Triásico e o Jurássico inferior, podendo relacionar-se com os episódios tardios do rifte continental triásico, e a segunda etapa terá ocorrido na transição do Jurássico para o Cretácico, relacionando-se com as etapas iniciais de abertura do Golfo da Biscaia (ROBLES *et al*, in VERA, 2004). A deposição dos sedimentos do “Jurássico Marinho” teve, pois, lugar num contexto tectónico relativamente tranquilo, ainda que as variações de espessura da unidade (375 – 1000 metros) indicam uma forte subsidência diferencial provavelmente relacionada com a reactivação de falhas distensivas no substrato.

ROBLES *et al*, in VERA (2004) reconhecem, na sequência sedimentar jurássica, três grandes ciclos transgressivos – regressivos correlacionáveis com os definidos nas demais bacias jurássicas do Leste da Península Ibérica, o que sugere uma relação com mudanças regionais ou globais do nível médio do mar. O primeiro desses ciclos

coincide com o Jurássico inferior, o segundo com o Jurássico médio e o terceiro com o Jurássico superior.

A sequência sedimentar do ciclo transgressivo – regressivo do Jurássico inferior encontra-se marcada, na base, por um contacto irregular entre as brechas calcárias jurássicas e as dolomias folhetadas retianas, o qual assume um carácter erosivo e discordante localmente. ROBLES *et al*, in VERA (2004) relacionam este contacto irregular com a etapa da tectónica distensiva do final do Triásico, a qual terá originado a fragmentação da extensa plataforma epicontinental do Retiano e afectado todas as bacias do Norte e Leste da Península Ibérica (FIG. 3.8.).

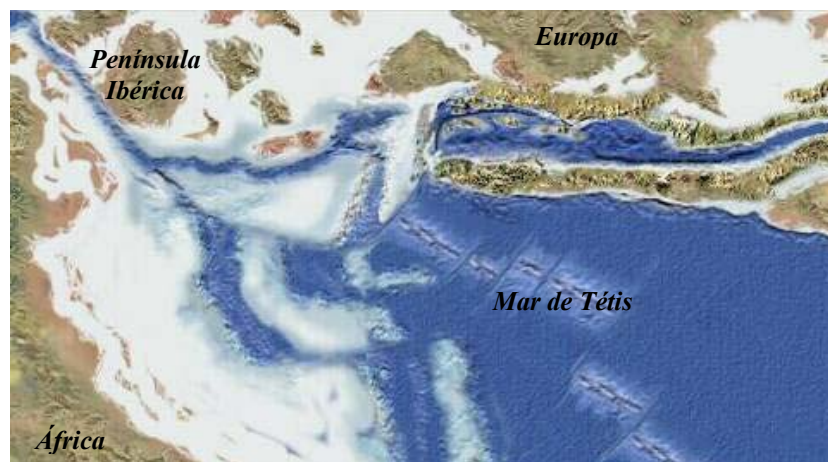


FIG. 3.8. *Reconstrução paleogeográfica da área do Mar de Tétis a Leste da Península Ibérica durante o final do Triásico (modificado de BLAKEY, 2006).*

A sedimentação deste ciclo transgressivo – regressivo teve lugar numa ampla plataforma carbonatada ligada ao Leste da Península Ibérica, a qual sofreu uma subsidência complexa, passando de um ambiente de rampa pouco profunda (plataforma interna a média durante o Hetangiano – Sinemuriano inferior) a sistemas de rampa hemipelágica com sulcos sub-óxicos (plataforma média a externa) durante o Sinemuriano superior –

Toarciano. O intervalo transgressivo estende-se até ao Toarciano inferior, provocando a retrogradação para Sul dos sistemas de plataforma interna e a progradação das fácies de rampa média-externa. A progressiva superficialização das fácies de rampa externa durante o Toarciano médio – superior marca o episódio regressivo que culmina com a descontinuidade da transição entre o Toarciano e o Aaleniano. Neste ciclo, a subsidência diferencial foi muito importante, alcançando o seu máximo no Sinemuriano superior – Pliensbaquiano. Um dos fenómenos mais marcantes do período foi o desenvolvimento de sulcos com deficiente conteúdo em oxigénio, onde ocorreu intensa deposição de fácies orgânicas em dois intervalos correspondentes ao Pliensbaquiano e Toarciano inferior. Embora estes eventos anóxicos não se tenham verificado nas demais bacias do Leste da Península Ibérica, o evento anóxico do Toarciano inferior foi largamente reconhecido em outras bacias boreais e no Tétis. A determinação de diversos parâmetros geoquímicos ($\delta^{18}\text{O}$, Mg/Ca e Sr/Ca) permitiram verificar que estes eventos não coincidem com as etapas mais quentes mas podem inclusivamente coincidir com as etapas mais frias que a média do período (ROBLES *et al*, in VERA, 2004).

Desta forma, estes autores defendem que durante o Hetangiano – Sinemuriano inferior se terá desenvolvido uma plataforma carbonatada pouco profunda que evoluiu a partir de ambiente de *sabhka* costeira no Hetangiano. Esta unidade evoluiu lateralmente para Norte para uma rampa dominada por sedimentos tempestíticos. A fase transgressiva atingiu mais tardiamente as zonas marginais da bacia e culminou com a máxima progradação para Sul da plataforma tempestítica, que se abria a Norte e chegava a atingir 80 quilómetros de largura. O final da fase regressiva é marcado por um elevado conteúdo em materiais terrígenos, sendo os depósitos fortemente progradantes de Sul para Norte. O limite inferior desta sequência carbonatada corresponde à descontinuidade basal do ciclo transgressivo – regressivo do Jurássico inferior e uma

descontinuidade que marca o final da regressão constitui o seu limite superior. O Sinemuriano superior é constituído por conglomerados e arenitos siliciosos na sua base, formando uma unidade pouco espessa e irregular, que é interpretada como o preenchimento de vales fluviais escavados na superfície erosiva da base do ciclo. No resto da bacia, ROBLES *et al*, in VERA (2004) referem que o ciclo se inicia com um evento transgressivo sobre a descontinuidade do Sinemuriano inferior-superior, sendo exclusivamente constituída por uma unidade calcária fossilífera finamente estratificada, correspondente a um ambiente de plataforma média – distal. Os limites da sequência Pliensbaquiana correspondem a superfícies de crostas ferruginosas e intensa bioturbação, que indiciam eventos de superficialização seguida de subsidência. O limite inferior corresponde ao Sinemuriano superior e o superior ao Pliensbaquiano terminal. A sequência sedimentar é constituída por uma alternância de calcários e margas fossilíferos e inclui três intervalos que apresentam um elevado conteúdo em matéria orgânica. Estes sedimentos são interpretados como sendo de fácies de plataforma externa que se superficializa progressivamente para o tecto da sequência. Finalmente, ROBLES *et al*, in VERA (2004) defendem que o limite inferior da sequência Toarciana é marcado por um nível de crostas ferruginosas sobre calcários bioclásticos, seguida de um evento de afundimento que implica um incremento rápido das fácies margosas. A descontinuidade do tecto da sequência situa-se na base do Aaleniano. A sequência é constituída por uma alternância de camadas de calcários e calcários margosos cinzentos a negros e fossilíferos, depositados em ambiente de plataforma média-distal com circulação restringida e frequentes condições hipóxicas no fundo. Na base do ciclo existe um nível de margas negras correlacionável com o evento anóxico global da base do Toarciano.

O ciclo transgressivo-regressivo do Jurássico médio ter-se-á realizado, de acordo com ROBLES *et al*, in VERA (2004), em condições de baixa estabilidade tectónica da plataforma do Jurássico inferior, pelo que a sedimentação durante o Aaleniano apresenta numerosas descontinuidades e níveis de ressedimentação. O limite inferior desta sequência corresponde a um hiato entre o Toarciano terminal e o Aaleniano basal. Durante o Bajociano foram novamente alcançadas condições mais estáveis nas plataformas carbonatadas, tendo o máximo transgressivo ocorrido no Bajociano superior, coincidindo com um depósito generalizado de margas com amonites. A subsidência diferencial decresceu progressivamente até atingir o seu valor mínimo durante o Bajociano terminal, que culmina com o desenvolvimento de uma plataforma espongolítica pouco profunda. ROBLES *et al*, in VERA (2004) referem que o Batoniano e o Caloviano foram marcados por uma evolução diferentes nas zonas oriental e ocidental da bacia Basco-Cantábrica: na zona ocidental persistiu a sedimentação carbonatada de plataforma externa, ao passo que na zona oriental se desenvolveram plataformas carbonatadas pouco profundas com aportes generalizados de materiais terrígenos finos que marcam a fase regressiva deste ciclo. Na zona ocidental foram ainda identificados quatro ciclos de fácies correspondentes ao Aaleniano - Bajociano inferior, Bajociano superior, Batoniano e Caloviano, respectivamente, correlacionáveis com os estabelecidos nas bacias do Leste da Península Ibérica.

ROBLES *et al*, in VERA (2004) referem que o ciclo transgressivo-regressivo do Jurássico superior só aparece representado na zona oriental da bacia Basco-Cantábrica, sendo formado exclusivamente por depósitos de idade Oxfordiano e Kimeridgiano, que constitui o registo mais recente do “Jurássico marinho” da Cordilheira Cantábrica. A base da sequência é marcada por uma importante descontinuidade visível também em

outras bacias do Leste da Península Ibérica. Por sua vez, o tecto é, também, marcado por uma descontinuidade que geralmente implica discordância e erosão aérea, estando relacionada com os eventos tectónicos iniciais do rifte do Golfo da Biscaia. Identificam-se duas sequências menores correspondentes ao Oxfordiano e ao Kimeridgiano, respectivamente. A sequência Oxfordiana é constituída por uma sucessão calcária fossilífera de cerca de 50 metros de espessura, passando lateralmente a Norte para uma unidade de siltes e arenitos calcários com uma espessura da ordem dos 140 metros. A sequência Kimeridgiana é constituída por uma série calcária de *packstone* e *grainstone* de oólitos e bioclastos com uma espessura aproximada entre 90 – 140 metros que inclui bio-hermas e depósitos carbonáticos microbianos, passando lateralmente a uma sucessão arenosa deltaica (ROBLES *et al*, *in* VERA, 2004).

3.2.2.3. Cretácico

O Norte de Espanha foi dominado por francas condições de sedimentação marinha durante grande parte do Jurássico, as quais terão cessado abruptamente na transição Jurássico médio - Jurássico superior (PUJALTE *et al*, *in* VERA, 2004). De seguida, e quase até final do Barremiano, acumularam-se sucessões sedimentares de carácter continental intermédio e de carácter marinho restrito, constituídas maioritariamente por materiais terrígenos frequentemente grosseiros e azóicos ou com fósseis de fraca resolução estratigráfica. Segundo PUJALTE *et al*, *in* VERA (2004), a sucessão sedimentar Titoniano terminal – Barremiano apresenta características diferentes consoante as regiões da Cordilheira Cantábrica onde se encontra:

- Norte das Astúrias: os sedimentos aqui presentes pertencem total ou maioritariamente ao Kimeridgiano, apresentando-se a sequência com uma espessura do ordem dos 800 metros. Na base encontram-se cerca de 150 metros de conglomerados aluviais siliciosos derivados de rochas do Paleozóico inferior da Zona Astúrico-Leonesa ocidental. A sua equivalente lateral é formada por depósitos de rios meandriformes com algumas intercalações menores de carbonatos lacustres. Sobrepondo-se a estas formações encontram-se 150 metros de margas lumachélicas cinzento-escuras com intercalações delgadas de calcários micríticos e alguns poucos níveis muito finos de arenitos. Finalmente, encontram-se cerca de 500 metros de arenitos e margas acumulados em sistemas deltaicos de domínio fluvial. Esta unidade contém ainda abundantes restos carbonizados de material vegetal e vários fósseis de dinossáurios, tartarugas, crocodilos, pterossáurios e peixes (PUJALTE *et al*, in VERA, 2004).

- Plataforma Norte-Castelhana: nesta zona ocorrem os mais extensos afloramentos de idade Titoniano superior – Barremiano da Cordilheira Cantábrica, encontrando-se acumulações sedimentares com mais de 2000 metros de espessura que podem ser divididas em dois conjuntos separados por uma descontinuidade. No conjunto inferior, de idades compreendidas entre o Titoniano superior e o Berriasiano reconhecem-se várias formações com características diferentes. Assim, os sedimentos inferiores, de carácter fluvial, constituem uma formação acumulada em paleovales escavados nos carbonatos do “Jurássico Marinho” e apresentam sequências positivas de conglomerados e arenitos interpretadas como barra de meandro de grão grosseiro. De seguida encontram-se importantes acumulações de carbonatos palustres interdigitados com depósitos detríticos. Sobre esta formação, PUJALTE *et al*, in VERA, 2004 reportaram lutitos calcários, calcários impuros e arenitos de grão fino em alternância irregular e com uma associação faunística típica de ambiente salobro. Seguidamente

existem arenitos, arenitos calcários e calcários arenosos ocasionalmente oolíticos com estratificação e laminações cruzadas bidireccionais ou multidireccionais, as quais são interpretadas como resultantes de correntes de maré. A associação faunística desta formação indica um ambiente marinho restrito (PUJALTE *et al*, in VERA, 2004). Por último, encontramos arenitos e lutitos vermelhos de carácter fluvial com paleocaliches, no seio dos quais se encontram integradas as formações citadas anteriormente. O conjunto superior, de idade compreendida entre o Berriasiano e o Barremiano também integra várias formações. Na base encontram-se quartzarenitos ocasionalmente microconglomeráticos de carácter fluvial que representam barras de meandro frequentemente empilhadas em camadas decamétricas interpretadas como cinturões de meandros. Em seguida encontra-se uma formação com dois membros intergradacionais, um caracterizado por lutitos cinzento-escuros com gastrópodes dulçaquícolas, fendas de dessecação e ripples de ondulação que se atribui a um ambiente flúvio-lacustre muito pouco profundo; e outro caracterizado por uma acumulação, em sistema fluvial meandriforme, de depósitos de planície de inundação constituídos por lutitos vermelhos com paleocaliches. Por último, encontra-se uma formação que aparece exclusivamente no núcleo de estruturas anticlinais ou dómicas situadas a Oeste e Sul de Bilbao, sendo constituídas essencialmente por argilas negras e arenitos de grão muito fino a fino geralmente organizados em sequências negativas decamétricas atribuídas a deltas fluviais. Também aparecem ocasionalmente intercalações de calcários, dolomites e evaporitos. A esta formação é atribuído um ambiente de deposição lacustre de águas doces/salobras, subóxico e com esporádicas incursões marinhas (PUJALTE *et al*, in VERA, 2004).

- Arco Basco: nesta zona, a sucessão sedimentar é divisível em duas formações, cada uma com a espessura de cerca de 100 metros. A formação inferior está separada do

“Jurássico marinho” por uma discordância cartográfica e é formada maioritariamente por calcários de ambiente de água doce (calcários com carófitas) a marinho pouco profundo (calcários coralinos). A formação superior apresenta um registo vertical transgressivo e é composta por um primeiro membro de carácter continental predominante terrígeno e com restos carbonosos, um membro intermédio de alternâncias de calcários e argilas negras, de carácter salobro, e um membro superior de carácter marinho composto por lutitos com orbitolinas, ouriços e amonites que, na sua maior parte, pertence ao Aptiano (PUJALTE *et al*, in VERA, 2004).

A maior parte do registo mesozóico da bacia Basco-Cantábrica, segundo GARCÍA-MONDÉJAR *et al*, in VERA (2004), é representado pelos sedimentos de idade Aptiano – Albiano, atingindo uma espessura que ronda os 7000 metros. Sedimentologicamente predominam materiais terrígenos depositados em ambiente marinho pouco profundo (lutitos, margas e arenitos), que incluem calcários Urganianos com rudistas, corais e orbitolinas de mar pouco profundo e quente. É ainda possível encontrar meios sedimentares fluviais a turbidíticos com rochas vulcânicas. Em termos litoestratigráficos, GARCÍA-MONDÉJAR *et al*, in VERA (2004) dividem este período de tempo em dois grandes conjuntos: Complexo Urganiano (Aptiano – Albiano inferior) e Complexo Arenítico Supraurgoniano (Albiano superior). Os mesmos autores reconhecem sistemas fluviais entrançados, meandriformes e de planície aluvial costeira com registo de carvão e sistemas sedimentares deltaicos. Existem também sistemas de plataforma carbonatada que, no Aptiano, formaram calcários com rudistas e corais de plataforma proximal que passa lateralmente a margas e calcários margosos de plataforma média a distal. No Albiano inferior, estes sistemas de plataforma carbonatada originaram micritos com rudistas, miliólidos e gastrópodes, calcários recifais e bioconstruídos, megabrechas calcárias, calcarenitos, margas e margocalcários. Por fim, existem ainda sistemas

turbidíticos siliciclásticos e depósitos de mar profundo associados que tiveram grande desenvolvimento na parte central e mais profunda da bacia durante o Albiano médio – Cenomaniano inferior e correspondem principalmente a leques turbidíticos alimentados por leques deltaicos e, em menor escala, a depósitos de talude turbidítico.

Para o intervalo Albiano superior – Santoniano superior FLOQUET, *in* VERA (2004) reconhecem três bacias sedimentares interdependentes na bacia Basco-Cantábrica localizadas na margem passiva centro-norte-ibérica e resultantes de uma erosão pós-rifte característica. Assim, reconhece-se a Bacia Basca *lato sensu*, de carácter marinho, profunda que corresponde essencialmente ao Arco Basco, o Sulco Navarro-Cantábrico, também de carácter marinho mas de menor profundidade e a Plataforma Norte-Castelhana, pouco profunda e que representa a parte setentrional de uma plataforma mais extensa, a chamada Plataforma Castelhana *lato sensu*, a qual se prolongava para Sul através do denominado “Estreito Ibérico” que fazia a comunicação entre o Atlântico Norte e o Tétis através da bacia Basco-Cantábrica e da bacia da Cordilheira Ibérica. Os sedimentos depositados durante este período de tempo variam desde carbonatos de plataforma até carbonatos e sedimentos siliciclástico – carbonatados de bacia profunda.

Desta forma, na Bacia Basca FLOQUET, *in* VERA (2004) reconhece espessas séries flyschóides. Durante Cenomaniano inferior – médio depositaram-se sedimentos argilosos e margosos a que se seguem alternâncias de margas e calcários argilosos, passando lateralmente para NE a sedimentos turbidíticos. No mesmo período de tempo, depositaram-se, no Sulco Navarro-Cantábrico, dolomitos, arenitos e alternâncias de calcários, calcários argiloso e margas. Durante o intervalo Cenomaniano superior – Turoniano, na Bacia Basca, depositaram-se sedimentos turbidíticos calcários com sílex e margas, turbiditos calcários com brechas, argilas e margas e, finalmente, alternâncias

de margas e calcários argilosos. No Sulco Navarro-Cantábrico encontram-se dolomias seguidas de alternâncias de calcários, calcários argilosos e margas (FLOQUET, *in* VERA, 2004). O intervalo de tempo Coniaciano inferior – Santoniano médio foi marcado pela deposição de turbiditos calcários com sílex e margas na Bacia Basca e uma fina camada de calcários de plataforma seguidos de alternâncias de calcários, calcários argilosos e margas no Sulco Navarro-Cantábrico. Do Santoniano superior ao Maastrichtiano superior registou-se a deposição de sedimentos turbidíticos calcários com sílex, turbiditos arenosos e alternâncias de margas e calcários argilosos e arenosos na Bacia Basca ao passo que no Sulco Navarro-Cantábrico se registaram alternâncias de calcários, calcários argilosos e margas e alternâncias de margas e calcários argilosos e arenosos. Na Plataforma Norte-Castelhana, durante o Albiano superior – Maastrichtiano depositaram-se conglomerados, dolomias (passando lateralmente para NE a alternâncias de calcários, calcários argilosos e margas) calcários de plataforma e evaporitos (nomeadamente, gesso e anidrite), calcários com intercalações negras e, finalmente, arenitos e conglomerados (FLOQUET, *in* VERA, 2004).

Durante o intervalo Santoniano superior – Maastrichtiano, FLOQUET, *in* VERA (2004) refere que as diferentes bacias norte-ibéricas reagiram de modos diferentes face à mudança de deslocamento da Placa Ibérica contra a Placa Europeia. Uma das consequências deste movimento foi o encerramento do “Estreito Ibérico” citado anteriormente, o qual foi substituído por um golfo marinho aberto para o Golfo da Biscaia, cuja extensão se reduziu paulatinamente até à sua circunscrição, por volta dos finais do Cretácico, à bacia Basco-Cantábrica. As séries sedimentares depositadas nas três grandes bacias supracitadas durante o intervalo Albiano superior – Santoniano superior registam três ciclos transgressivos-regressivos maiores enquanto que as séries sedimentares correspondentes ao período Santoniano superior – Maastrichtiano

registam um único ciclo transgressivo-regressivo. Na FIG. 3.9. encontra-se representada uma coluna litoestratigráfica simplificada para o registo sedimentar do Mesozóico da Bacia Basco-Cantábrica.

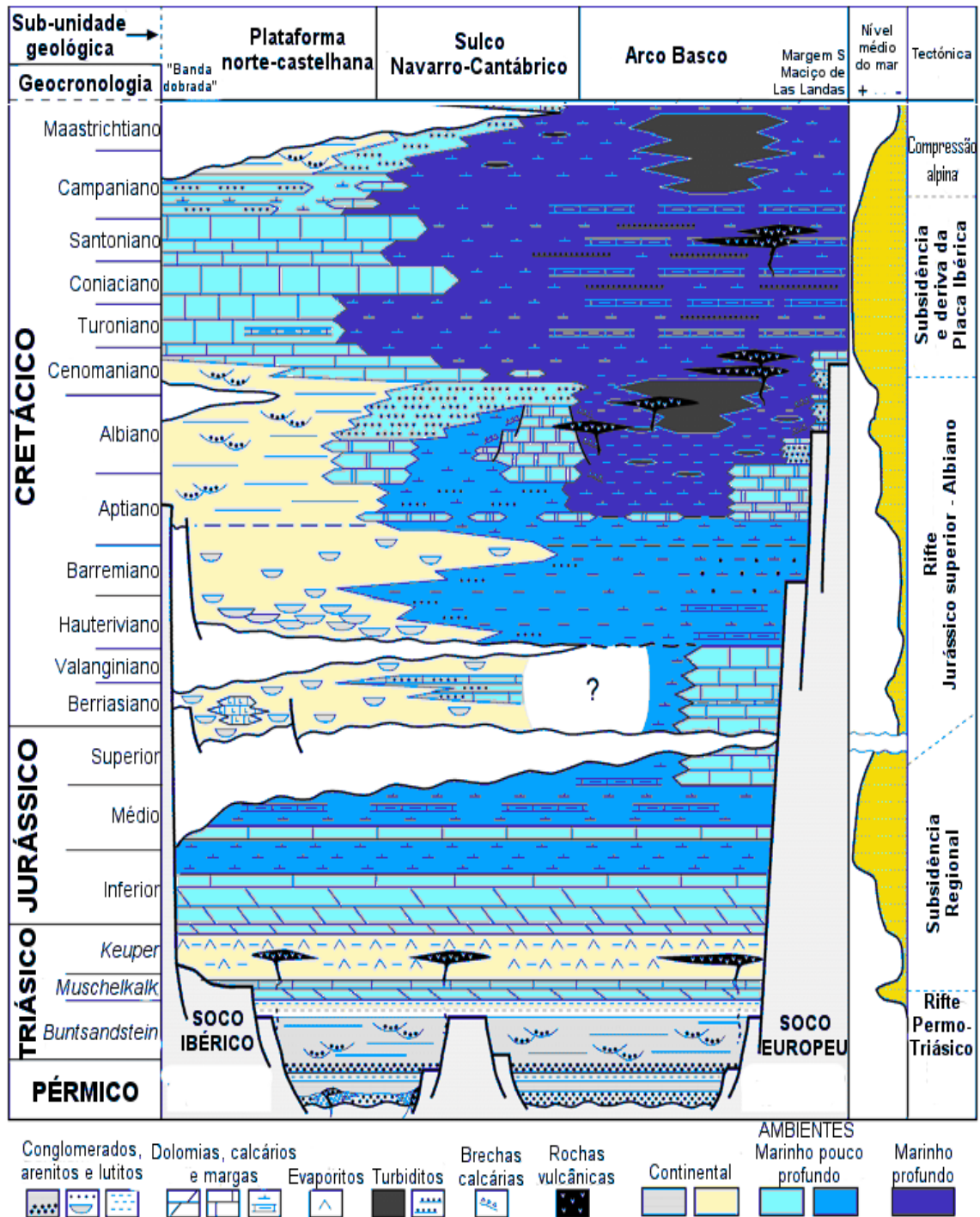


FIG. 3.9. Esquema cronoestratigráfico simplificado da sucessão mesozóica da Bacia Basco-Cantábrica (modificado de BARNOLAS E PUJALTE in VERA, 2004).

3.2.3. CADEIA IBÉRICA: CORDILHEIRA IBÉRICA

A Cordilheira Ibérica e a Cordilheira Catalã (Catalânides) são duas estruturas alpinas parcialmente arrasadas (em forma de meseta) situadas no sector oriental da Península Ibérica (ver FIG 3.1). SOPEÑA E DE VICENTE *in* VERA (2004) referem que, de um ponto de vista estrutural, ambas pertencem a uma única unidade tectónica, uma vez que partilham da mesma idade e estilo de deformação (FIG. 3.10.). O QUADRO 3.2. resume algumas características geográficas relativas às Cordilheiras Ibérica e Catalã, conjuntamente designadas por Cadeia Ibérica.

QUADRO 3.2. Características geográficas gerais da Cadeia Ibérica.

Características geográficas gerais das Cordilheiras Ibérica e Catalã		
Cadeia Ibérica	Cordilheira Ibérica	- Orientação aproximada NO – SE; - 400 km de comprimento; - Largura máxima de 200 km; - Separa a Bacia Cenozóica do Ebro do Maciço Hespérico.
	Cordilheira Catalã	- Orientação aproximada NE – SO; - 200 km de comprimento; - Largura máxima de 40 km; - Separa a Bacia Cenozóica do Ebro do Mar Mediterrâneo.

Ambas as cordilheiras se juntam nos seus extremos oriental e meridional através do El Maestrazgo (ou Maestrat). Em conjunto, o grau de deformação é moderado, apresentando uma xistosidade alpina muito escassa. O registo estratigráfico abarca o Pré-Câmbrico e Paleozóico até à actualidade, apresentando, no entanto, uma espessa série correspondente ao Pérmico superior e Mesozóico (SOPEÑA E DE VICENTE *in* VERA, 2004).

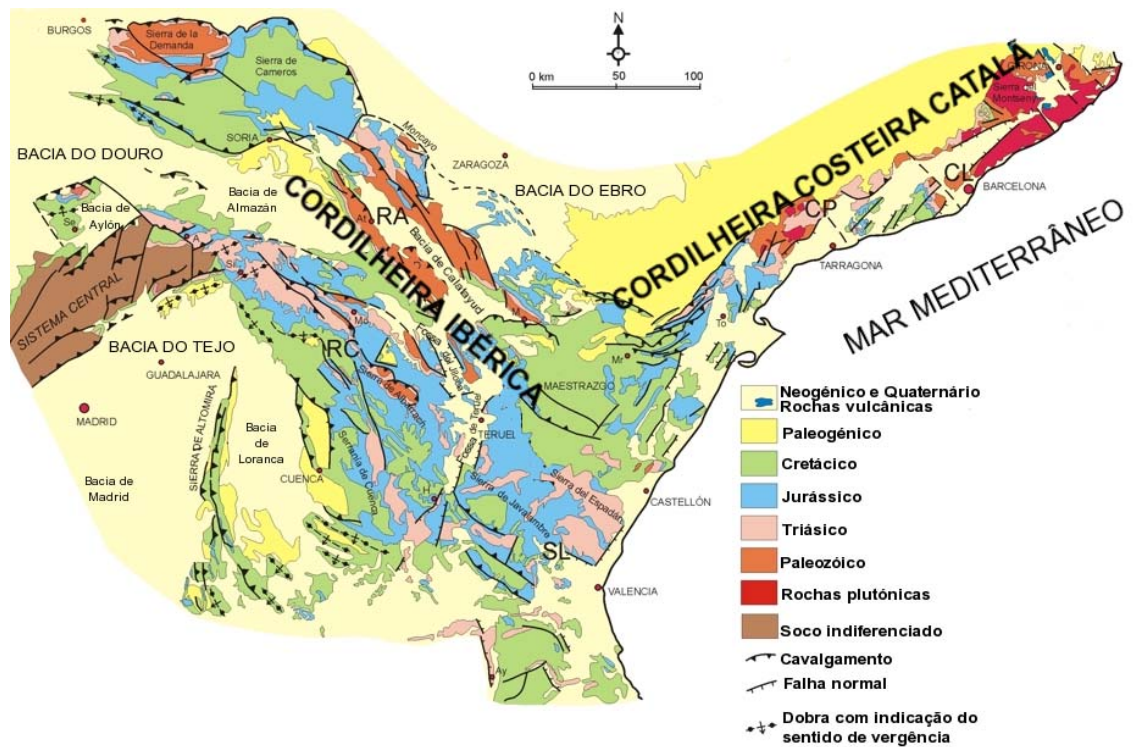


FIG. 3.10. Esquema geológico da Cadeia Ibérica. Legenda: CL (Cordilheira Litoral Catalã) CP (Cordilheira Pré-Litoral Catalã) RA (Ramo Aragonês da Cordilheira Ibérica) RC (Ramo Castelhana da Cordilheira Ibérica) SL (Sector Levantino da Cordilheira Ibérica) (modificado de SOPEÑA E DE VICENTE in VERA, 2004).

A acumulação de sedimentos dos finais do Paleozóico e, sobretudo, do Mesozóico, no âmbito da Cadeia Ibérica está directamente relacionada com a propagação do Mar de Tétis para ocidente, com a abertura do Atlântico primeiro entre as Américas e a África, depois na Placa Ibérica e finalmente na Europa. Este processo de riftogénese de primeira ordem produziu esforços distensivos em todas as margens da Península Ibérica, concentrando-se na parte oriental e formando a Bacia Ibérica. Os dois movimentos de maior actividade da extensão tiveram lugar durante o Pérmico – Triásico inferior e durante o Jurássico superior – Cretácico inferior. No final do Cretácico superior, a morfologia do centro e Leste peninsulares era constituída por um mar pouco profundo e algumas zonas emersas em estado avançado de peneplanície e de escasso relevo, atendendo a um processo de subsidência térmica generalizada, correspondendo a um substancial adelgaçamento da crosta (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA in VERA, 2004).

A FIG. 3.11. resume o registo sedimentar da Cordilheira Ibérica.

PERÍODO	IDADE	Norte	SEDIMENTOS	Sul
CRETÁCICO	Maastrichtiano			
	Campaniano	Calcários folhetados Dolomitos, margas dolomíticas, brechas de colapso, argilas e gesso		
		Dolomitos, margas e calcários com foraminíferos e rudistas Calcários com rudistas e foraminíferos		
	Santoniano	Calcários detríticos com rudistas e foraminíferos		
		Calcários maciços e detríticos com rudistas e foraminíferos, bioconstruções e acumulações de rudistas Calcários nodulares e margas com amonites		
	Coniaciano	Dolomitos e margas Calcários folhetados com calcarenitos alternantes		
		Dolomias, calcários, margas e arenitos/Carbonatos detríticos e dolomias Calcários e margas finas com amonites e nautilóides		
	Cenomaniano	Calcários e dolomias folhetadas com intercalações margosas/Arenitos com intercalações de calcários e dolomias		
		Margas com intercalações de calcários, calcários nodulares, calcários bioturbados		
	Albiano	Margas com intercalações de calcários, arenitos calcários, calcários detríticos com rudistas e depósitos terrígenos fluviais costeiros Calcarenitos, calcários arenosos e arenitos calcários Calcários, margas com amonites, pelecípodes e orbitolinas e arenitos carbonáticos		
		Sedimentos fluviais com influência tidal	Sedimentos fluviais de carácter continental Carbonatos lacustres	Sedimentos siliciclásticos de ambientes aluviais costeiros
		Carbonatos de plataforma com orbitolinas, algas calcárias e rudistas		
	Aptiano	Sedimentos fluviais com influência tidal	Calcários lacustres Sedimentos fluviais de carácter continental	Calcários de plataforma com orbitolinas e rudistas/Sedimentos siliciclásticos e mistos de carácter litoral e continental
		Calcários e margas lacustres Calcários recifais Calcários oolítico-biolásticos		
	Barremiano		Sedimentos flúvio-lacustres de carácter continental	Sedimentos fluviais de carácter continental e calcários lacustres
	Hauteriviano	Calcários lacustres Sedimentos flúvio-lacustres		
	Valanginiano			Sedimentos siliciclásticos e mistos de laguna, planície de maré e planície aluvial costeira
	Berriasiano		Evaporitos Depósitos lacustres e continentais de delta e rio/Sedimentos silicilásticos e mistos de planícies de maré e sistemas deltaicos sobre calcários pouco profundos de barras subtidais Calcários oolítico-biolásticos/Calcários com <i>Calpionella</i>	
JURÁSSICO	Titoniano		Margas de ambiente anóxico/Ritmitos de calcários <i>mudstone</i> e margas de rampa externa-média/Calcários de rampa média-interna e recifais	
	Kimeridgiano		Calcários de plataforma pouco profunda rica em esponjas	
	Oxfordiano			
	Caloviano			
	Batoniano		Calcárias (calcários <i>packstone</i> , <i>wackestone</i> , <i>grainstone</i> e <i>mudstone</i> , calcários bioclásticos, calcários bioconstruídos, calcários oolíticos e calcários micríticos), margocalcários, margas e dolomitos de fácies diversas	
	Bajociano		Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> intercalados com calcários margosos e margas, às vezes bioclásticas Oólitos ferruginosos e/ou fosfatados	
	Aaleniano		Margas e calcários pelágicos Margas e calcários <i>mudstone</i> alternantes/Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> , ocasionalmente, <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> bioclásticos e <i>grainstones</i> oolíticos que podem conter intercalações de margas Sedimentos anóxicos	
	Toarciano		Calcários e <i>wackestones</i> a <i>packstones</i> bioclásticos, ocasionalmente, <i>mudstone</i> e <i>grainstone</i> com escassas margas intercaladas, constituindo depósitos de plataforma afectada por tempestades	
	Pliensbaquiano	Margas com intercalações de calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> , ocasionalmente, <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> bioclástico		
		Alternâncias de margas e calcários com amonóides e braquiópodes		
	Sinemuriano		Carbonatos com fendas de dessecação, evaporitos e calcretes Calcários ou dolomitos com laminações algais Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> Calcários <i>grainstone</i> oolíticos com laminação cruzada Margas subtidais	

T R I Á S I C O		Dolomitos cristalinos e brechas carbonatadas, ocasionalmente com calcários maciços
	Hetangiano	Evaporitos intercalados com dolomitos e calcários
	Retiano	Dolomias com laminações algais Calcários bioturbados Calcários <i>grainstone</i> com laminação cruzada
	Noriano	Evaporitos
	Carniano	
	Ladiniano	
	Anisiano	Carbonatos recifais e de ambiente de plataforma profunda Sedimentos detríticos e evaporitos Carbonatos de ambiente litoral pouco profundo
	Olenequiano	Sedimentos detríticos vermelhos aluviais e fluviais
Induano		

FIG. 3.11. Coluna estratigráfica resumida e generalizada da Cordilheira Ibérica (© NEVES, 2007).

3.2.3.1. Triásico

(SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004) referem que a reactivação de falhas tardi-variscas no Pérmico superior – Triásico inferior deu lugar a uma série de estruturas distensivas que foram, na sua maioria, preenchidas por sedimentos detríticos vermelhos de origem continental aluvial e fluvial, formando potentes séries sedimentares de fácies Saxoniana no Pérmico superior e *Buntsandstein* no Triásico (Induano – Olenequiano). Durante o Anisiano ter-se-á produzido a primeira transgressão marinha para ocidente, a qual terá alcançado amplos sectores das Cordilheiras Ibérica e Catalã, tendo-se, então, depositado as fácies carbonatadas do *Muschelkalk* inferior constituídas por sedimentos marinhos e de ambientes litorais pouco profundos. Depois de uma regressão representada pelos depósitos detríticos e evaporíticos do *Muschelkalk* médio, ter-se-á iniciado uma outra etapa transgressiva que alcançou o centro da Península Ibérica e durante a qual se terão depositado os sedimentos de plataformas carbonatadas do *Muschelkalk* superior, que podem incluir também barreiras recifais e fácies de plataforma carbonatada profunda. Durante o Ladiniano - Noriano terá ocorrido regressão generalizada marcada sedimentologicamente por importantes depósitos evaporíticos em fácies *Keuper*. Por sobre estas formações ter-se-ão depositado

novamente carbonatos da Formação Imón que, apesar de serem de idade triásica (Retiano inferior a médio), já pertencem a um novo ciclo transgressivo-regressivo, com o qual irá iniciar-se a instalação do grande sistema de plataformas carbonatadas do Jurássico. Estes carbonatos consistem em calcários *grainstone* dolomitizados com laminação cruzada de grande escala, seguidos de carbonatos bioturbados, às vezes com ripples e riachos (*rills*) bioclásticos e, finalmente, dolomias com laminações algais (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

3.2.3.2. Jurássico

O ciclo transgressivo-regressivo que teve origem no final do Triásico ter-se-á prolongado, de acordo com SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA (2004), pelo Jurássico inferior e Jurássico médio, tendo sido levada a cabo, durante este período, uma activa sedimentação de carbonatos que se acumularam em espessas sucessões amplamente aflorantes em ambas as cordilheiras da Cadeia Ibérica. Durante esta etapa de pós-riftogénese, entre os carbonatos que se depositavam num sistema de plataformas pouco profundas, intercalavam-se na sua base depósitos margosos e espessas unidades evaporíticas. As etapas de erosão pós-Jurássica não permitem a observação, na actualidade, da passagem das fácies marinhas do Jurássico inferior e médio para fácies continentais que supostamente se desenvolveram sobre o Maciço Ibérico.

Desta forma, este ciclo transgressivo-regressivo inicia-se com uma descontinuidade cuja idade provável está atribuída ao Noriano superior. Associada a esta descontinuidade, ter-se-á produzido na Cadeia Ibérica a inundação da extensa planície salina do *Keuper*, dando lugar à formação de uma ampla plataforma carbonatada. O limite superior deste ciclo transgressivo-regressivo está marcado por uma descontinuidade intra-sinemuriana

associada a importantes mudanças paleogeográficas da Placa Ibérica (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Assim, após os carbonatos folhetados da Formação Imón, depositaram-se gessos maciços e gessos laminados durante o Retiano superior – Hetangiano, intercalados com dolomias e calcários, por vezes com laminações algais. Em outras áreas da Bacia Ibérica depositaram-se, durante o Retiano superior – Sinemuriano inferior, dolomias cristalinas e brechas carbonatadas, ocasionalmente com calcários (em grande parte por desdolomitização) dispostos de forma maciça ou mal estratificada em bancos muito espessos e descontínuos. Durante o Sinemuriano médio e o Pliensbaquiano inferior depositaram-se margas subtidais, seguidas de calcários *grainstone* oolíticos com laminação cruzada, calcários *mudstone* a *wackestone* que podem conter *rills* bioclásticos, ripples e bioturbação, a que se seguem calcários ou dolomitos com laminações algais e, finalmente, carbonatos com fendas de dessecação, evaporitos e calcretes (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). No Pliensbaquiano médio foram depositadas fácies margosas de plataforma externa que consistem numa alternância de margas e calcários com amonóides e braquiópodes, passando a margas com intercalações de calcários *mudstone* a *wackestone* e, ocasionalmente, *packstones* a *grainstones* bioclásticas no Pliensbaquiano superior basal. Entre o Pliensbaquiano superior terminal e o Toarciano inferior depositaram-se calcários e *wackestones* a *packstones* bioclásticos, ocasionalmente *mudstone* e *grainstone*, com escassas margas intercaladas, constituindo depósitos de plataforma carbonatada influenciada por tempestades. Do Toarciano inferior ao Aaleniano inferior depositaram-se margas e calcários *mudstone* alternantes, seguidos de camadas de margas e calcários pelágicos. À semelhança de outras bacias ibéricas, o evento anóxico do Toarciano inferior também ficou registado nos sedimentos da Bacia Ibérica. Estas formações passam lateralmente para calcários *mudstone* a

wackestone, ocasionalmente *wackestone* a *packstone* bioclásticos, e *grainstones* oolíticos que podem conter intercalações de margas (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Durante o período de tempo entre o Aaleniano superior – Bajociano médio depositaram-se calcários *mudstone* a *wackestone* de microfilamentos e pelotas, entre os quais se intercalam calcários margosos e margas, às vezes bioclásticas. A presença de nódulos de sílex é frequente em grande parte desta formação. Na parte inferior desta unidade encontram-se, ainda, níveis com oólitos ferruginosos e/ou fosfatados. A partir do Bajociano superior, a Bacia Ibérica ter-se-á subdividido em várias sub-bacias distintas, nas quais se depositaram calcários, margas e dolomitos de fácies diversas, geralmente, de plataforma pouco profunda. Estas incluem termos de calcários *packstone*, *wackestone*, *grainstone* e *mudstone*, calcários bioclásticos, calcários bioconstruídos, calcários oolíticos e calcários micríticos. No entanto, apesar da criação desta variedade de sub-bacias, reconhece-se um hiato na sequência deposicional na transição entre o Caloviano e o Oxfordiano, tanto na Bacia Ibérica como na Bacia Catalã (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Durante o Oxfordiano inferior SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA (2004) referem a configuração, em grande parte da Bacia Ibérica, um estreito de orientação NO-SE denominado “Estreito Ibérico” ou “Estreito de Soria”, que terá estabelecido a comunicação entre o domínio Atlântico marinho a Norte e o domínio Tetisiano marinho a Sul. Este estreito estava limitado pela Meseta Ibérica a SW e pelo Maciço do Ebro a NE. Estas elevações paleogeográficas foram acentuadas durante o segundo ciclo de riftogénese do Jurássico superior – Cretácico inferior, actuando como significativas elevações topográficas. No final do Oxfordiano ter-se-á iniciado, então, uma segunda fase de riftogénese, a qual se terá mantido até ao Albiano médio e terá originado o desenvolvimento de várias sub-bacias altamente subsidentes na Bacia Ibérica. Esta

segunda fase coincidiu com a propagação do processo de riftogénese para Norte desde o Atlântico Central até ao domínio do Atlântico Norte e a abertura progressiva da bacia oceânica do Atlântico Norte. No Golfo da Biscaia, o riftogénese que se vinha a desenvolver culminou com a separação crustal no Aptiano médio e o começo da abertura oceânica. Na margem Sul-Ibérica, o estágio de margem transformante iniciou-se no princípio do Oxfordiano e manteve-se até ao Aptiano (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Na área da Bacia Ibérica, este ciclo de riftogénese reflecte a progressiva destruição da plataforma carbonatada do Jurássico superior e o desenvolvimento de um novo sistema de bacias distensivas muito subsidentes que se sobrepuseram discordantemente ao anterior rifte ibérico triásico. Sedimentologicamente, podem-se distinguir treze sequências deposicionais que, do ponto de vista tectonossedimentar, podem agrupar-se em quatro estádio evolutivos: começo do riftogénese, generalização do processo de riftogénese com desenvolvimento de bacias com acusada subsidência e preenchimentos continentais ou marinhos muito pouco profundos, diminuição da actividade tectónica e da subsidência, o que confere um carácter localizado às várias bacias activas e, por fim, reactivação e nova generalização do processo de riftogénese com depósitos continentais e transgressões marinhas do Tétis (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Desta forma, SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA (2004) referem que, no Oxfordiano, se depositaram, na Bacia Ibérica, calcários de plataforma carbonatada pouco profunda rica em esponjas. Estes sedimentos passam, no Kimeridgiano, a margas de carácter anóxico depositadas em zonas mais profundas, variando lateralmente de fácies para sequências rítmicas de calcários *mudstone* e margas de rampa externa a média e calcários de rampa média a interna, assim como calcários recifais. Do Titoniano

ao Berriasiano sedimentaram calcários oolítico-bioclásticos de plataforma, que passam a calcários com *Calpionella*. Seguem-se depósitos lacustres e aluviais de delta e rio, de carácter essencialmente continental.

3.2.3.4. Cretácico

No Berriasiano médio ainda é possível encontrar-se depósitos evaporíticos. Estas formações transitam lateralmente para calcários pouco profundos de barras subtidais, cambiando progressivamente a tecto para fácies siliciclásticas e mistas de planícies de maré e sistemas deltaicos (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Entre o Valanginiano e o Albiano médio encontram-se sedimentos de fácies diversas como resultado da diferenciação da Bacia Ibérica em várias sub-bacias. Assim, enquanto que, neste intervalo de tempo sedimentaram calcários oolítico-bioclásticos, calcários recifais e calcários e margas lacustres nas zonas mais a SE, em outras zonas assistiu-se à deposição de sedimentos fluviais e lacustres entre o Berriasiano terminal e o Valanginiano, que passam a calcários lacustres entre o Valanginiano e o Hauteriviano, variando lateralmente para sedimentos siliciclásticos fluviais e sedimentos carbonatados lacustres. Durante o Aptiano inferior depositaram-se materiais siliciclásticos correspondentes a um sistema de delta dominado por acção da maré em cujas fácies de planície deltaica são frequentes os restos de dinossáurios. Durante o Aptiano terão sedimentado materiais carbonatados de plataforma pouco profunda mas muito extensa, caracterizados pela presença de abundantes orbitolinas, algas calcárias e rudistas (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). No período de tempo que vai do Albiano inferior a médio depositaram-se sucessões clásticas correspondentes a um sistema deltaico com influência tidal e frequentes camadas de carvão. Na zona mais setentrional da Bacia, no sector de Soria, a bacia encontrava-se muito subdividida

embora os sedimentos nela depositados sejam todos de carácter continental flúvio-lacustre e idades compreendidas entre o Valangianiano e o Barremiano. Entre o Barremiano superior e o Aptiano inferior depositaram-se, neste sector, materiais siliciclásticos de sistemas fluviais de carácter meandriforme que passam lateralmente e a tecto para carbonatos lacustres pouco profundos. Lateralmente a estas formações dispõem-se outras compostas por materiais de carácter siliciclástico fluvial proximal de leques aluviais húmidos e de sistemas fluviais entrançados ou por fácies de carácter lacustre com intercalações lagunares. Durante o Aptiano superior – Albiano médio ter-se-ão depositado sedimentos siliciclásticos de carácter fluvial meandriforme que, na base, apresentam delgadas intercalações de carbonatos lacustres (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Na margem Sul-Ibérica depositaram-se sedimentos siliciclásticos e mistos (siliciclásticos e carbonatados) representativos de ambientes de laguna, planícies de maré e planícies aluviais costeiras entre o Valangianiano – Hauteriviano e, durante o Barremiano, depositaram-se sedimentos de fácies siliciclásticas aluviais e de fácies carbonatadas de lagos pouco profundos que apresentam incursões marinhas. No Aptiano ocorreu a sedimentação de calcários com orbitolinas e rudistas num sistema de plataformas carbonatadas pouco profundas. Esta formação interdigita-se lateralmente com unidades siliciclásticas e mistas (siliciclásticas e carbonatadas) de carácter litoral e continental. Durante o Albiano inferior – médio sedimentaram depósitos siliciclásticos de sistemas aluviais costeiros e deltaicos a sistemas peritidais (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Durante o Cretácico superior, SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA (2004) referem que a evolução volta a ser, em parte, equivalente à que existiu durante o Jurássico inferior a médio. O mar volta a estender-se por toda a Bacia Ibérica, formando amplas e homogéneas plataformas carbonatadas. Assim, durante este período de tempo,

predominam plataformas carbonatadas pouco profundas nas quais se acumulam, sobretudo, depósitos de baixa energia que originam sucessões carbonatadas folhetadas. Ocasionalmente verificam-se sucessões em bancos maciços ou com estratificação cruzada, representativas de eventos de alta energia. Excepcionalmente, acumularam-se sedimentos marinhos depositados abaixo do nível de tempestade, como sucede durante o Cenomaniano superior – Turoniano inferior e o Coniaciano, que deixaram no registo estratigráfico fácies de margas e calcários nodulares com amonites. Durante o Cretácico superior terá tido lugar a maior subida eustática do NMM de todo o Mesozóico, pelo que as plataformas marinhas foram mais extensas nesta época do que qualquer outra altura, sendo os seus sedimentos reconhecíveis em toda a Cadeia Ibérica (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

Deste modo, durante o Albiano médio, depositaram-se calcários, margas com amonites, pelecípodes e orbitolinas e arenitos carbonáticos. No Albiano superior encontraram-se formações com calcarenitos, calcários arenosos e arenitos calcários com orbitolinídeos e foraminíferos criptobentónicos nas áreas mais marinhas. Para além disso, também se reconhecem formações de margas com intercalações de calcários, arenitos calcários, calcários detriticos com rudistas e depósitos terrígenos de ambientes fluviais costeiros . No conjunto, trata-se de depósitos de uma plataforma carbonatada pouco profunda na qual existiam áreas agitadas com um grande desenvolvimento de barras de calcarenitos, áreas tranquilas com sedimentação de calcários bioturbados e áreas de plataforma interna com aportes terrígenos, carácter litoral e desenvolvimento de barras costeiras e de zonas subtidais protegidas (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). No Cenomaniano inferior depositaram-se margas verdes azóicas e margas ocreas com abundantes ostreídeos. Estas contêm intercalações de níveis calcários, calcários nodulares com alguns equinídeos e amonites, calcários bioturbados com foraminíferos e

paleossolos dolomíticos. Estes depósitos são interpretados como pertencendo a fácies costeiras de planície de maré, lagunares ou de plataforma muito pouco profunda. Já no Cenomaniano médio – superior, encontram-se calcários e dolomias folhetadas de plataforma carbonatada muito pouco profunda com intercalações margosas de carácter lagunar restrito-planície limosa. Estas formações variam lateralmente para fácies arenosas do Cenomaniano superior com intercalações de calcários e dolomias com ostreídeos, orbítolinas e prealveolinas (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Na transição entre o Cenomaniano terminal – Turoniano inferior depositaram-se sedimentos carbonatados finos muito bioturbados e sem estruturas de corrente, o que supõe a existência de uma importante coluna de água durante o seu depósito. Estes sedimentos originaram calcários e margas, onde se podem encontrar abundantes amonites e nautilóides. Estes depósitos são interpretados como pertencentes a ambientes de plataforma aberta a ambientes francamente marinhos e oceânicos. Segue-se, durante o Turoniano inferior – médio, a deposição de dolomias, calcários, margas e arenitos que variam lateralmente para carbonatos detríticos e dolomias. De seguida encontram-se calcários folhetados com biocalcarenitos alternantes de idade Turoniano superior – Coniaciano inferior, os quais possuem fácies de laguna e planície de maré com riples, estromatólitos, gastrópodes e ostracodes (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Estas camadas passam, a tecto, a dolomitos e margas verdes com paleossolos e paleoalterações. Durante o Coniaciano médio – Santoniano inferior depositaram-se calcários nodulares e margas com abundantes amonites, equinídeos, gastrópodes e ostreídeos, seguidas de calcários maciços e detríticos, com abundantes rudistas e foraminíferos, bioconstruções e acumulações de rudistas. No Santoniano médio assistiu-se à deposição de calcários detríticos, formados por barras de plataforma com rudistas e foraminíferos, apresentando, em alguns pontos, estratificação cruzada. Durante o

intervalo de tempo entre o Santoniano superior e o Campaniano médio ocorreu a deposição de calcários com rudistas e foraminíferos, a que se segue a deposição de dolomitos, margas e calcários com foraminíferos e rudistas. Finalmente, no Campaniano superior, ocorreu a sedimentação de dolomitos brancos, margas dolomíticas, brechas de colapso, argilas e gessos com gastrópodes, pelecípodes, ostracodes e algas, seguida da deposição de calcários bem estratificados (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004).

3.2.4. CADEIA IBÉRICA: CORDILHEIRA CATALÃ

No que diz respeito à Cordilheira Catalã, a sedimentação foi muito semelhante à já descrita para a Cordilheira Ibérica, nomeadamente durante o período de tempo que medeia o Induano médio e o Bajociano médio (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004) como se pode ver na FIG. 3.12.

PERÍODO	IDADE	SEDIMENTOS
CRETÁCICO	Maastrichtiano	
	Campaniano	
	Santoniano	Calcários com glauconite e lutitos
	Coniaciano	
	Turoniano	Calcários maciços
	Cenomaniano	Dolomias folhetadas e calcários com prealveolinas
	Albiano	Arenitos brancos arcósicos ou com caulinite
	Aptiano	
	Barremiano	Dolomitos Calcários e margas lacustres/Depósitos lacustres continentais
	Hauteriviano	Calcários e margas lacustres e dolomitos
	Valanginiano	Sedimentos clásticos continentais

	Berriasiano	Sedimentos clásticos de deltas e mares pouco profundos	
JURÁSSICO	Titoniano	Dolomias	
	Kimeridgiano	Dolomias Margas e lutitos Dolomias	
	Oxfordiano		
	Caloviano		
	Batoniano	Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> com intercalações margosas/Calcários <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> oolíticos e dolomias	
	Bajociano	Margas Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> intercalados com calcários margosos e margas, às vezes bioclásticas Oólitos ferruginosos e/ou fosfatados	
	Aaleniano	Margas e calcários pelágicos Margas e calcários <i>mudstone</i> alternantes/Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> , ocasionalmente, <i>wackestone</i> a <i>packstone</i> bioclásticos e <i>grainstones</i> oolíticos que podem conter intercalações de margas	
	Toarciano	Sedimentos anóxicos Calcários e <i>wackestones</i> a <i>packstones</i> bioclásticos, ocasionalmente, <i>mudstone</i> e <i>grainstone</i> com escassas margas intercaladas, constituindo depósitos de plataforma afectada por tempestades	
	Pliensbaquiano	Margas com intercalações de calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> , ocasionalmente, <i>packstone</i> a <i>grainstone</i> bioclástico Alternâncias de margas e calcários com amonóides e braquiópodes	
	Sinemuriano	Carbonatos com fendas de dessecação, evaporitos e calcretes Calcários ou dolomitos com laminações algais Calcários <i>mudstone</i> a <i>wackestone</i> Calcários <i>grainstone</i> oolíticos com laminação cruzada Margas subtidais	
	Hetangiano	Dolomitos cristalinos e brechas carbonatadas, ocasionalmente com calcários maciços	
			Evaporitos intercalados com dolomitos e calcários
	TRIÁSICO	Retiano	Dolomias com laminações algais Calcários bioturbados Calcários <i>grainstone</i> com laminação cruzada
		Noriano	
Carniano		Evaporitos	
Ladiniano			
Anisiano		Carbonatos recifais e de ambiente de plataforma profunda Sedimentos detríticos e evaporitos Carbonatos de ambiente litoral pouco profundo	
Olenequiano			
	Induano	Sedimentos detríticos vermelhos aluviais e fluviais	

FIG. 3.12. Coluna estratigráfica resumida e generalizada da Cordilheira Catalã (© NEVES, 2007).

A partir desta idade, mercê dos mesmos condicionalismos que levaram à diferenciação de várias sub-bacias na Cordilheira Ibérica, a sedimentação na Cordilheira Catalã também apresenta contornos algo diferentes da já descrita para a Bacia Ibérica. Assim, no Bajociano superior dá-se a deposição de margas, a que se segue a deposição de carbonatos até ao Caloviano inferior, os quais incluem calcários *mudstone* a *wackestone*

de microfilitamentos com intercalações margosas, parte das quais passam a calcários *packstone* a *grainstone* oolíticos e dolomias. Depois do hiato estratigráfico da transição Caloviano superior – Oxfordiano inferior, registado em toda a Cadeia Ibérica, o registo sedimentar mostra a deposição, durante o Oxfordiano médio – Titoniano terminal, de dolomias de plataforma carbonatada e margas e lutitos de meio profundo, apresentando uma descontinuidade de idade Titoniano inferior (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). Durante o Berriasiano inferior – médio depositaram-se sedimentos clásticos de deltas e mares pouco profundos seguidos de uma nova descontinuidade estratigráfica no Berriasiano superior. Do Valanginiano ao Hauteriviano médio registou-se a deposição de sedimentos clásticos continentais a que se seguiu a deposição, no Hauteriviano superior – Barremiano inferior, de calcários e margas lacustres e dolomititos, sobre os quais assentaram calcários e margas lacustres que variam lateralmente para depósitos lacustres continentais e camadas de dolomititos datados do Barremiano médio – Aptiano inferior. No Albiano superior – Cenomaniano médio ocorreu a deposição de arenitos brancos arcósicos ou caulíniferos, a que se seguem dolomias folhetadas e calcários com prealveolinas do Cenomaniano superior, calcários maciços do Turoniano inferior e, finalmente, calcários com glauconite e lutitos do Turoniano superior – Campaniano inferior (SANCHEZ-MOYA E SOPEÑA *in* VERA, 2004). A FIG. 3.13. resume muito simplificadamente a estratigrafia supramencionada para a Cadeia Ibérica.

ERA ÉPOCA	IDADE	FASES	TIPO DE SUBSIDÊNCIA	PRINCIPAIS MEIOS SEDIMENTARES
CRETÁCICO	MAASTRICHTIANO	PÓS-RIFT - 2	TÉRMICA	SISTEMA DE PLATAFORMAS CARBONATADAS POUCO PROFUNDAS
	CAMPANIANO			
	SANTONIANO			
	CONIACIANO			
	TURONIANO			
	CENOMANIANO			
CRETÁCICO	ALBIANO	RIFT - 2	TECTÓNICA	MARINHOS POUCO PROFUNDOS LITORAL E CONTINENTAL MARINHOS POUCO PROFUNDOS, LACUSTRE E CONTINENTAL ALUVIAL LITORAL, LACUSTRE E MARINHOS POUCO PROFUNDOS PLATAFORMAS CARBONATADAS POUCO PROFUNDAS, ÁREAS COM RECIFES
	APTIANO			
	BARREMIANO			
	HAUTERIVIANO			
	VALANGINIANO			
	BERRIASIANO			
JURÁSSICO	TITONIANO	PÓS-RIFT - 1	TÉRMICA	SISTEMA DE PLATAFORMAS CARBONATADAS POUCO PROFUNDAS
	KIMMERIDGIANO			
	OXFORDIANO			
	CALOVIANO			
	BATONIANO			
	BAJOCIANO			
JURÁSSICO	AALENIANO	PÓS-RIFT - 1	TÉRMICA	SISTEMA DE PLATAFORMAS CARBONATADAS POUCO PROFUNDAS
	TOARCIANO			
	PLIENSBAQUIANO			
	SINEMURIANO			
	HETANGIANO			
	HETANGIANO			
TRIÁSICO	RETIANO	RIFT - 1	TECTÓNICA	"SABKHAS" E SALINAS COSTEIRAS FLUVIAL, PLANÍCIES COSTEIRAS E SALINAS PLATAFORMAS CARBONATADAS POUCO PROFUNDAS SISTEMAS FLUVIAIS DE ALTA E BAIXA SINUSIDADE
	NORIANO			
	CARNIANO			
	LADINIANO			
	ANISIANO			
	OLENEQUIANO			

FIG. 3.13. Quadro estratigráfico do Mesozóico com o tipo de subsidência e os principais meios de sedimentação que originaram os depósitos do rifte ibérico (modificado de SÁNCHEZ-MOYA E SOPEÑA in VERA, 2004).

3.2.5. CORDILHEIRA BÉTICA

A Cordilheira Bética constitui a grande unidade orográfica e geológica do Sul e Sueste peninsulares, incluindo os relevos montanhosos situados a Sul do Guadalquivir e os que se alinham para ENE, na província de Albacete, Múrcia e Valência. A Norte encontra-se limitada pelo Maciço Ibérico e pela Cordilheira Ibérica e a Sudoeste, Sul e Sueste pelo Oceano Atlântico e pelo Mar Mediterrâneo. No entanto, sabe-se que a cordilheira se

prolonga pelo fundo dos mares adjacentes, conectando-se com o Rif norte-africano e as Baleares. Portanto, a totalidade do substrato do Mar de Alborán, grande parte do substrato entre as costas de Valência e Múrcia, e as ilhas Baleares podem considerar-se porções submersas desta cadeia (VERA E MARTÍN-ALGARRA *in* VERA, 2004). Classicamente, a Cordilheira Bética é dividida em três grandes unidades geológicas que, por sua vez, integram diferentes domínios e subdomínios tectonostratigráficos e paleogeográficos, como se evidencia no QUADRO 3.3. e na FIG. 3.14. Todas estas unidades geológicas são constituídas por complexos de unidades tectónicas alóctones, isto é, formadas por terrenos afastados do seu lugar de origem (VERA E MARTÍN-ALGARRA *in* VERA, 2004). A FIG. 3.15 resume o registo sedimentar mesozóico da Cordilheira Bética.

QUADRO 3.3. Unidades geológicas e domínios tectonoestratigráficos e paleogeográficos da Cordilheira Bética.

Unidades, domínios e sub-domínios constituintes da Cordilheira Bética			
Cordilheira Bética	Zonas Externas	Pré-bético	Pré-Bético Externo Pré-Bético Interno
		Sub-bético	Complexo Olistostrómico do Guadalquivir Complexos Caóticos Sub-Béticos Domínio Intermédio Sub-Bético Externo Sub-Bético Médio Sub-Bético Interno e Penibético
	Complexo do Campo de Gibraltar	Mauritânico Numídico	
	Zonas Internas		Unidades Frontais Complexo Maláguide Complexo Alpujárride Complexo Nevado-Filábride

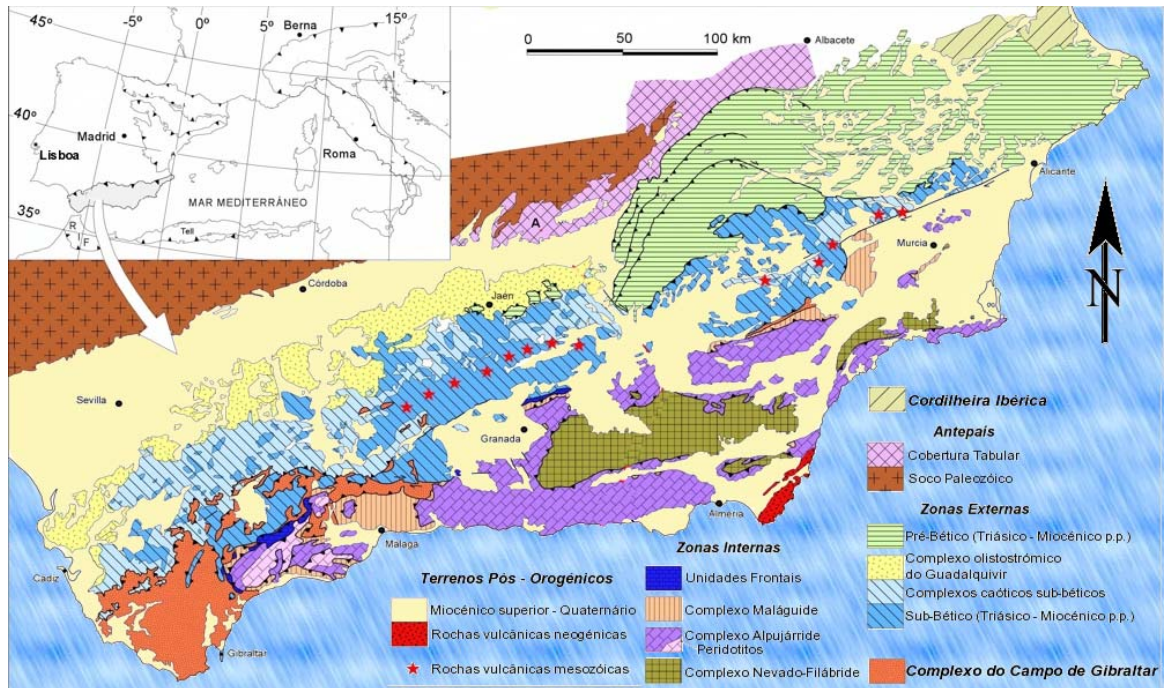


FIG. 3.14. Mapa geológico da Cordilheira Bética, no qual se mostra a extensão dos afloramentos de cada uma das unidades geológicas constituintes da referida cordilheira. (modificado de VERA E MARTÍN-ALGARRA in VERA, 2004).

PERÍODO	IDADE	CORDILHEIRA BÉTICA			
		PRÉ-BÉTICO	SUB-BÉTICO	C. C. GIBRALTAR	ZONAS INTERNAS
CRETÁCICO	Maastrichtiano	Sedimentos pelágicos Sedimentos de plataforma pouco profunda Sedimentos fluvio-lacustres	Ritmos de calcários margosos e margas avermelhadas com foraminíferos planctónicos e nanoplâncton calcário/Ritmos de calcários margosos e margas brancas e turbiditos calcários com microtectitos e anomalias de irídio	Margas e margocalcários com microbrechas carbonatadas	Margocalcários e margas coloridas
		Ritmos batiais Sedimentos de plataforma externa Sedimentos de plataforma mista			
	Santoniano	Sedimentos de plataforma tidal e hemipelágicos	Margas com conglomerados		
	Coniaciano	Paleossolos Dolomitos maciços Dolomitos folhetados			
	Turoniano		Carbonatos de plataforma tidal interna e externa dolomitizados	Margas e margocalcários brancos com nódulos de sílex	
	Cenomaniano	Sedimentos de plataforma interna, externa e mista Arenitos fluviais e litorais			Arenitos turbidíticos calcários e com níveis anóxicos/Calcários, margas e turbiditos calcários, fácies anóxicas, fácies radiolaríticas, argilas, conglomerados e concreções de barite/Argilas,
	Albiano		Sedimentos pelágicos com amonites Sedimentos de ambiente litoral com lignitos e de fácies de plataforma mista Sedimentos continentais terrígenos	Arenitos e microbrechas/Argilas manganésíferas e arenitos quartzíticos finos e ferruginosos	

	Aptiano	Calcários (Urgonianos) com rudistas, foraminíferos bentónicos e dasicladáceas/ Calcários recifais e margas com amonites	turbiditos calcários, radiolaritos, margas negras e olistostromas com olistólitos de grande tamanho		Argilas coloridas de ambiente muito profundo	
	Barremiano	Margas com amonites Calcários de fácies de plataforma pouco profunda Margas com carófitas, lignitos	Ritmitos pelágicos de calcários e margocalcários Arenitos turbidíticos ricos em lumachelas e orbitolinas	Arenitos turbidíticos finos alternantes com margas e argilas		
	Hauteriviano	Margas e calcários de fácies de plataforma externa	Ritmitos pelágicos de calcários, margocalcários e margas	Arenitos e microbrechas com clastos carbonatados do Jurássico - Berriasiano Margocalcários e argilas	Calcários, margocalcários e margas rosadas e brancas com níveis radiolaríticos, brechas e microbrechas carbonatadas	
	Valanginiano	Carbonatos de fácies de plataforma agitada Sedimentos terrígenos				
	Berriasiano	Carbonatos de fácies de plataforma Sedimentos terrígenos	Arenitos turbidíticos finos de estratificação fina		Margas siliciosas ou calcários nódulo-brechoides com foraminíferos planctónicos e tintinídeos	
JURÁSSICO	Titoniano	Calcários cinzento-creme	Calcários e calcários margosos nodulares com amonites/Calcários oolíticos pelágicos/Calcários margosos e margocalcários alternantes/Radiolaritos, margas e argilas siliciosas verdes e vermelhas/Calcários pelágicos folhetados, turbiditos calcários e calcários e margas alternantes/Calcários margosos e margas com intercalações de calcilimolitos tempestíficos com sílex			
	Kimeridgiano	Calcários e calcários recifais dolomitizados		Carbonatos e siliciclastos de fácies diversas (plataforma pouco profunda, plataforma externa com influência tempestífica, pelágica, turbidítica)		
		Ritmitos de calcários e margas com amonites				
	Oxfordiano	Ritmitos de calcários e margas Calcários nodulares				
	Caloviano					
	Batoniano			Radiolaritos		
	Bajociano	Carbonatos oolíticos de fácies marinha pouco profunda dolomitizados tardiamente e intercalados com episódios argilosos				Margocalcários e calcários com sílex, por vezes nodulares e avermelhados
	Aaleniano					
	Toarciano	Carbonatos oolíticos de fácies marinha pouco profunda dolomitizados tardiamente e intercalados com episódios argilosos	Sedimentos anóxicos			
	Pliensbaquiano		Ritmitos de calcários e margas com amonites Calcários folhetados com intercalações de margas			
Sinemuriano		Calcarenitos <i>grainstone</i> e <i>packstone</i> com icnofósseis e pelóides Calcários com sílex Calcários com grandes lamelibrânquios Calcários com oncóides e oóides Dolomias maciças com restos de laminações algais		Calcários nodulares avermelhados intercalados com conglomerados e brechas carbonatadas		
Hetangiano	Carbonatos de fácies marinha pouco profunda dolomitizados tardiamente e intercalados com episódios argilosos			Calcários e margocalcários com sílex Margocalcários e margas com amonites Brechas com clastos dolomíticos triásicos		
TRIÁSICO	Retiano		Gessos		Calcários recifais e hemipelágicos/Argilas e calcários negros com sílex folhetados Calcários, margas e dolomitos alternantes	
	Noriano	Gessos laminados	Calcários e dolomias		Dolomias com foraminíferos e algas de fácies de plataforma marinha/Dolomias escuras	
	Carniano	Gessos nodulares vermelhos Argilas vermelhas com finas intercalações de arenitos	Gessos laminados e nodulares vermelhos Argilas vermelhas com finas			
					Argilas, gessos e dolomias de	

		Arenitos fluviais com estratificação cruzada e laminação paralela Lutitos e evaporitos	intercalações de arenitos Arenitos fluviais com estratificação cruzada Lutitos e evaporitos		fácies costeira Arenitos e pelitos vermelhos de fácies continental
	Ladiniano	Calcários nodulares intercalados com margocalcários e margas Calcários margosos Dolomias	Margocalcários e margas Calcários e calcários margosos Dolomias		
	Anisiano	Lutitos com arenitos aluviais Lutitos de <i>playa lake</i> Conglomerados aluviais	Arenitos vermelhos Argilas vermelhas com finas intercalações de lutitos cinzento-azulados		
	Olenequiano				
	Induano				

FIG. 3.15. Coluna estratigráfica resumida e generalizada da Cordilheira Bética (© NEVES, 2007).

3.2.5.1. Zonas externas béticas: Pré-Bético

Os materiais que afloram nas Zonas Externas Béticas são os que se depositaram no Mesozóico e maior parte do Cenozóico na Paleomargem Sul-ibérica, os quais terão experimentado deformação especialmente mais intensa durante o Miocénico. VERA (Coord.) *in* VERA (2004) divide esses materiais em dois grandes domínios, o Pré-Bético e o Sub-Bético, termos que designam grupos de terrenos que se diferenciam claramente tanto pela sua posição geográfica regional, como pelas suas características estruturais, estratigráficas ou paleogeográficas. O Pré-Bético encontra-se situado mais a Norte e é formado por materiais sedimentares de idades compreendidas entre o Triásico e Miocénico, de fácies marinhas pouco profundas e com importantes episódios continentais, parautóctones ou moderadamente alóctones. No Sub-Bético, mais a Sul, os materiais sedimentares são alóctones, apresentam idades compreendidas entre o Triásico e o Miocénico médio e são de fácies pelágicas, encontrando-se, no seu conjunto, muito mais deformados que os materiais Pré-Béticos. Dentro de cada uma destas zonas são ainda reconhecidas unidades tectónicas e paleogeográficas de menor amplitude, como se pode constatar na FIG. 3.16.

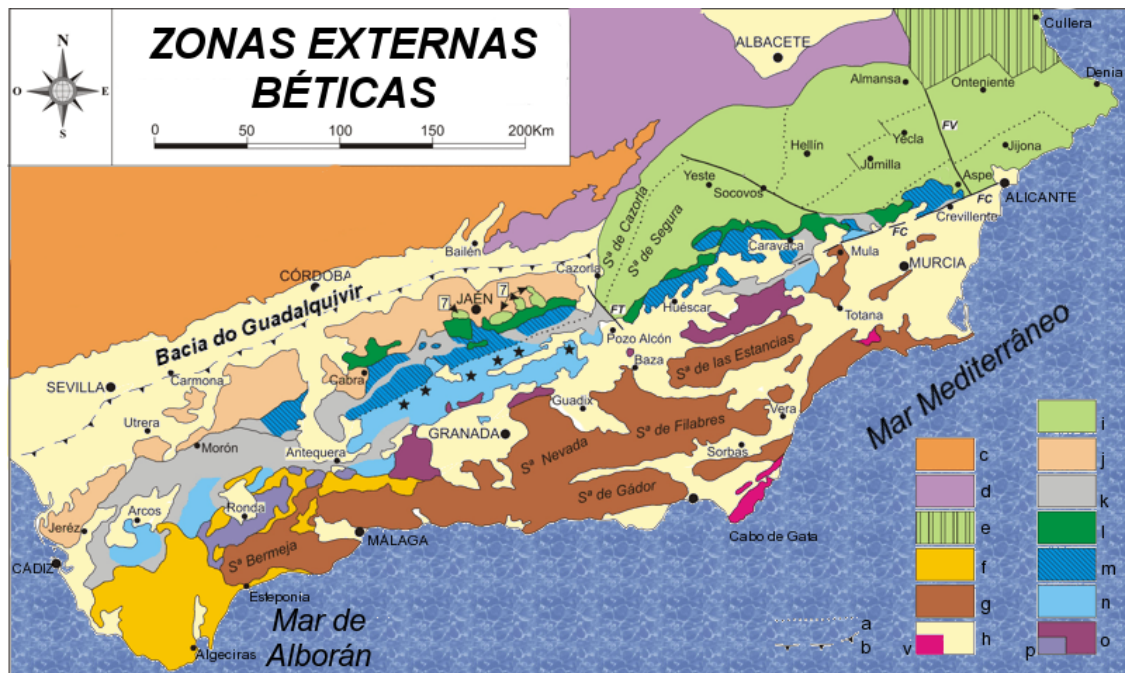


FIG. 3.16. Mapa das Zonas Externas Béticas. Legenda: (a) limites entre as unidades morfoestruturais delimitadas no Pré-Bético e limite entre domínios paleogeopgráficos do Sub-Bético, quando não coincide com um limite tectónico; (b) frente Norte do Complexo Olistostrómico do Guadalquivir detectado no subsolo; (c) Maciço Ibérico; (d) Cobertura Tabular; (e) Cordilheira Ibérica; (f) Complexo do Campo de Gibraltar; (g) Zonas Internas Béticas; (h) Bacias neogénicas pós-orogénicas; (v) rochas vulcânicas neogénicas; (i – p) Zonas Externas Béticas; (i) Pré-Bético; (j) afloramentos do Complexo Olistostrómico do Guadalquivir; (k) Complexos Caóticos Sub-Béticos; (l) Domínio Intermédio; (m) Sub-Bético Externo; (n) Sub-Bético Médio; (o) Sub-Bético Interno; (p) Penibético. Abreviaturas de estruturas geológicas: (FC) Falha de Crevillente; (FS) Falha de Socovos; (FT) Falha de Tíscar; (FV) Falha de Vinalopó. (modificado de VERA (Coord.) in VERA, 2004).

Assim, o Pré-Bético é tradicionalmente dividido em [VERA (Coord.) in VERA, 2004]:

- Pré-Bético Externo (parte deformada da bacia mais setentrional e próxima do Maciço Ibérico, onde não se depositaram sedimentos do Jurássico tardio e grande parte do Cretácico inferior, apresentando actualmente um estilo de deformação em escamas fortemente imbricadas);
- Pré-Bético Interno (que apresenta sequências sedimentares mesozóicas mais completas e um estilo estrutural diferente, com grandes dobras e cavalgamentos subordinados).

A – Triásico. Na Cobertura Tabular afloram rochas terrígenas do Triásico continental, sub-horizontais, com fácies detríticas vermelhas ao passo que no Pré-Bético afloram rochas triásicas dobradas e fracturadas caracterizadas pela presença de carbonatos epicontinentais [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004]. Entre os dois conjuntos litostratigráficos existe uma variação lateral de fácies que indica que se tratava de uma única bacia sedimentar (FIG. 3.17).

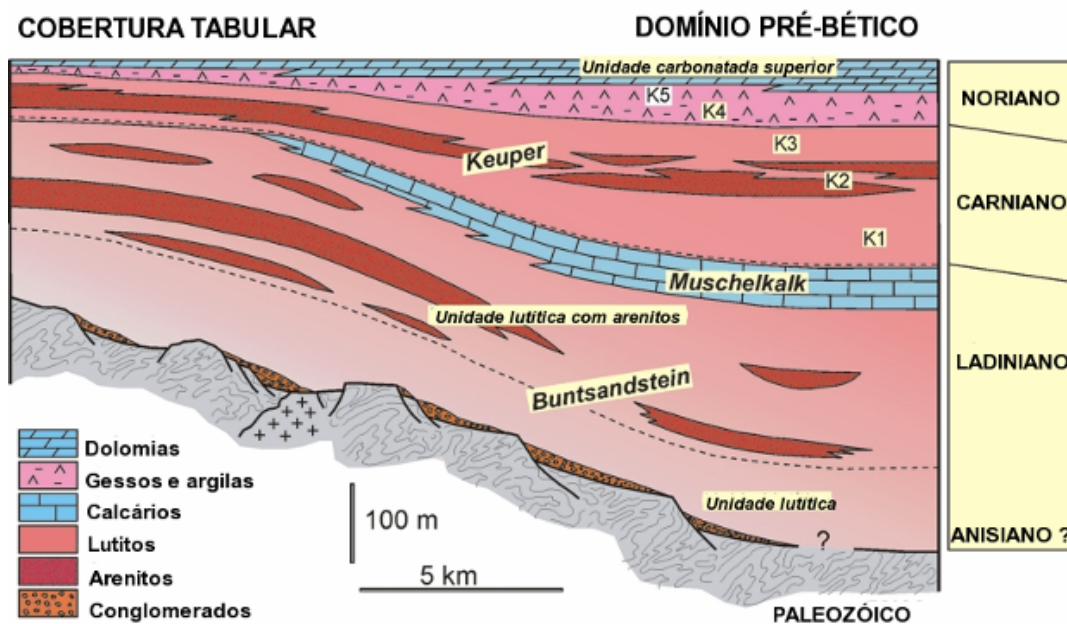


FIG. 3.17. Relação entre as unidades litoestratigráficas do Triásico do bordo do Maciço Ibérico (Cobertura Tabular) e as do Triásico que afloram no Pré-Bético. (modificado de FERNÁNDEZ E PÉREZ-LÓPEZ *in* VERA, 2004).

A espessura destes materiais é variável, podendo atingir os 400 metros no domínio Pré-Bético e os 200 metros na Cobertura Tabular. A idade destes sedimentos varia entre o Ladiniano e o Noriano.

Na Cobertura Tabular distinguem-se três unidades litológicas, datadas do Ladiniano, representativas da fácies *Buntsandstein*. A inferior é constituída por conglomerados aluviais, seguida de uma unidade lutítica depositada em ambiente de *playa lake* e, finalmente, uma unidade lutítica com potentes bancos de arenitos fluviais. Sobre estas

rochas de fácies *Buntsandstein* dispõem-se cinco unidades de fácies *Keuper* com uma espessura da ordem dos 100 metros. A inferior é constituída por materiais detrítico-evaporíticos depositados em ambiente de planície lutítica costeira com desenvolvimento de charcos ou pequenas salinas, evoluindo lateralmente, na direcção do Maciço Ibérico, para um conjunto mais terrígeno e com um maior desenvolvimento de paleossolos típicos de uma planície de inundação. A unidade seguinte, de carácter fluvial, está representada por bancos de arenitos com estratificação cruzada e laminação paralela. Seguidamente reconhece-se uma unidade formada por argilas vermelhas com finas intercalações de arenitos, próprias de uma planície de inundação e/ou de uma planície lutítica costeira. As duas unidades restantes são formadas por gessos nodulares vermelhos e gessos laminados, correspondendo, respectivamente, a depósitos de *sabkha* e lagunares [VERA (Coord.) in VERA, 2004].

No domínio Pré-Bético encontram-se depósitos de fácies *Buntsandstein* semelhantes aos descritos para a Cobertura Tabular mas a granularidade é mais fina. Sobre estes depósitos encontram-se carbonatos de fácies *Muschelkalk* de idade Ladiniano superior correlacionáveis com as unidades *Muschelkalk* do Sub-Bético. Estes depósitos, interpretados, em geral, como sendo de rampa e plataforma pouco profunda, são constituídos, de muro a tecto, por dolomias, calcários margosos e calcários nodulares, que, na parte superior, alternam com margocalcários e e margas. Sobre estes sedimentos depositaram-se cerca de 250 metros de materiais de fácies *Keuper* semelhantes aos descritos para a Cobertura Tabular [VERA (Coord.) in VERA, 2004].

B – Jurássico. No sector central do domínio Pré-Bético afloram materiais de idade Jurássico inferior a Jurássico médio que, no seu conjunto, constituem uma megassequência carbonatada estratocrescente de fácies marinha pouco profunda

afectada por intensa dolomitização tardia que alterna, na sua parte inferior, com episódios argilosos. Esta megassequência apresenta-se em continuidade estratigráfica com as argilas vermelhas triásicas e termina numa importante descontinuidade a que se atribui uma idade próxima do final do Jurássico médio. A megassequência pode, no entanto, ser dividida em três sequências sedimentares estratocrescentes em virtude de se reconhecerem duas outras descontinuidades para além da do final do Jurássico médio: uma a meio do Jurássico inferior e outra no final do Jurássico inferior. As sequências de fácies carbonatadas, que desenvolveram abundantes barras oolíticas durante o final do Jurássico inferior e no Jurássico médio, correspondem, em todos os casos, a sequências de superficialização. O conjunto de características desta megassequência jurássica permite concluir que se terá originado em relativa estabilidade tectónica, com desenvolvimento de extensas plataformas carbonatadas e planícies costeiras, afectadas pelas oscilações do nível médio do mar [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

O ciclo sedimentar do Batoniano final – Berriasiano inferior encontra-se basicamente representado por carbonatos e calcários margosos bem estratificados, distribuindo-se espacialmente pelos mesmos locais definidos para os materiais do Jurássico inferior – médio. Não se reconhecem o Caloviano e o Oxfordiano inferior nesta sequência, que se inicia por calcários nodulares, seguidos de alternâncias mais ou menos rítmicas de calcários e margas, cuja potência total oscila entre os 10 e os 40 metros, sendo datados do Oxfordiano médio – superior. Também se reconhecem intercalações de biohermas de esponjas e estromatólitos em determinados sectores. A secção oxfordiana termina com um *hardground* e o Kimeridgiano inicia-se com uma sequência rítmica de calcários e margas com abundantes amonites e uma espessura da ordem dos 70 – 100 metros. Nesta sequência rítmica predominam sequências estratocrescentes. No sector de Albacete, a fracção terrígena é mais abundante, sendo frequentes turbiditos finos e, localmente,

dobras de deslizamento sinsedimentares. Sobre esta sequência rítmica margo-calcária surgem materiais maioritariamente carbonatados cujas idades variam do Kimeridgiano médio ao Berriasiano médio, apresentando espessuras muito desiguais (15 – 300 metros) dependendo da sua localização. O Kimeridgiano médio representa a passagem gradual das sequências rítmicas margo-calcárias a estes carbonatos, com desenvolvimento de recifes de coral muito dolomitizados. Sobrepõem-se calcários cinzentos-creme com abundantes microorganismos titonianos e, sobre elas, uma sucessão de calcários e margas com numerosos termos sub-, inter- e supratidais de idade Berriasiano inferior, nas quais se reconhecem bons exemplos de fendas de dessecação e pegadas de répteis [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

C – Cretácico. A sedimentação durante o período de tempo compreendido entre o Berriasiano médio e o Albiano superior apresenta diferenças que resultam da diferente taxa de subsidência verificada entre os sub-domínios Pré-Bético Externo e Pré-Bético Interno. Desta forma, em consequência da fraca subsidência do sub-domínio Pré-Bético Externo, o período de tempo entre o Titoniano basal e o Barremiano superior (mas que pode chegar até ao Albiano superior) é caracterizado por uma ausência de registo sedimentar, uma vez que este bloco não aparenta ter sido afectado pela extensão crustal sin-rifte cretácica. Por outro lado, o sub-domínio Pré-Bético Interno apresenta um registo contínuo durante o mesmo período em consequência da forte subsidência a que foi sujeito [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

Assim, na sequência sedimentar do Cretácico inferior (Berriasiano médio – Albiano superior) VERA (Coord.) *in* VERA, 2004 refere que se podem reconhecer cinco grandes episódios sedimentares separados por importantes discontinuidades estratigráficas de carácter regional. De um modo geral, constituída, de muro a tecto, por

sedimentos terrígenos, passando a carbonatos de plataforma, novamente sedimentos terrígenos, carbonatos de plataforma agitada, margas e calcários de plataforma externa, margas com carófitas e lignitos, calcários de plataforma pouco profunda, margas com amonites, calcários com rudistas passando lateralmente a calcários recifais e margas com amonites, sedimentos continentais terrígenos, sedimentos de ambiente litoral com lignitos e sedimentos pelágicos com amonites.

O ciclo sedimentar do Albiano superior – Maastrichtiano terminal está marcado pela transição da tectónica distensiva do Cretácico inferior para a tectónica compressiva do Paleogénico. Durante este período de tempo, pulsos tectónicos relacionados com tectónica intraplaca geraram cinco grandes unidades sedimentares [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A primeira unidade inicia-se no Albiano superior e coincide com o final do episódio de riftogénese do Cretácico inferior e o arranque de um episódio dominado por subsidência térmica, durante o qual o oceano inundou a Península Ibérica para lá dos limites do domínio Pré-Bético, o que teve como consequência o desenvolvimento de extensas plataformas carbonatadas. Durante o Albiano superior e o Cenomaniano basal, a sedimentação foi de carácter misto, carbonatada e siliciclástica, com formação de areias fluviais a litorais e sedimentos de plataforma carbonatada interna e plataforma mista interna e externa. No Cenomaniano inferior produziu-se um pulso transgressivo que ditou o fim do aporte siliciclástico e a deposição de sedimentos carbonatados de plataforma tidal, interna e externa, alguns deles dolomitizados. A aceleração da abertura do Golfo da Biscaia no final do Cenomaniano médio – Cenomaniano superior e o início da convergência no Mar de Alborán terão provavelmente interrompido este episódio sedimentar [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A renovada actividade tectónica, que se terá prolongado até ao Coniaciano e que está ligada à segunda unidade sedimentar, induziu uma complexa configuração paleogeográfica durante o Cenomaniano superior – Coniaciano inferior, com formação de uma franja com plataformas carbonatadas onde se terão depositado dolomias folhetadas em ambiente de plataforma tidal, dolomias maciças em ambiente de plataforma interna e paleossolos. Durante o intervalo Coniaciano superior – Santoniano, ter-se-á assistido a uma menor actividade tectónica, tendo a sedimentação regressado de novo a todo o domínio Pré-Bético, adaptando-se à topografia e formando a terceira unidade. Depositaram-se, em zonas diferentes, sedimentos de plataforma tidal e hemipelágicos. No final do Santoniano, ter-se-á produzido uma mudança súbita da subsidência e da paleogeografia, que poderá estar relacionada com a paulatina transição da bacia de sedimentação numa margem convergente. Durante o intervalo Campaniano – Maastrichtiano inferior ter-se-ão depositado sedimentos de plataforma mista, de plataforma externa e sequências rítmicas batiais (quarta unidade sedimentar). Finalmente, entre o Maastrichtiano inferior – superior, mercê de um novo pulso tectónico que terá provocado uma transição paleogeográfica rápida, configuraram-se três cinturões de fácies, nos quais se depositaram sedimentos flúvio-lacustres, de plataforma carbonatada pouco profunda e hemipelágicos [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

3.2.5.2. Zonas externas béticas: Sub-Bético

No que diz respeito ao Sub-Bético, é usual distinguir-se as seguintes unidades tectónicas e paleogeográficas (FIG. 3.16.) [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004]:

- Complexos Caóticos Sub-Béticos (terrenos triásicos, predominantemente de fácies *Keuper*, tão intensamente deformados e brechificados que perderam a sua coerência interna, tendo sido transformados em massas aparentemente desorganizadas);
- Complexo Olistostrómico do Guadalquivir (parte dos complexos caóticos Sub-Béticos inserida em sedimentos do Miocénico médio no bordo meridional da Bacia do Guadalquivir. Também designado por “Complexo Olistostrómico Sub-Bético”.);
- Domínio Intermédio (unidade tectónica e paleogeográfica mais setentrional, fortemente subsidente durante o Jurássico e o Cretácico, sendo o local onde se alcançaram as maiores espessuras de sedimentos destas idades no Sub-Bético);
- Sub-Bético Externo (unidade tectónica e paleogeográfica situada imediatamente a Sul e Sueste do Domínio Intermédio, tendo apresentado uma subsidência mínima durante o Jurássico médio e superior, o que terá determinado o desenvolvimento de fácies condensadas);
- Sub-Bético Médio (unidade tectónica e paleogeográfica situada imediatamente a Sul e Sueste do Sub-Bético Externo, grandemente subsidente e caracterizada por um predomínio de fácies margosas jurássicas e cretácicas a que se associam, na sua parte central, intercalações de rochas vulcânicas submarinas);
- Sub-Bético Interno – Penibético (unidade tectónica e paleogeográfica mais meridional que terá constituído um umbral pelágico pouco subsidente durante o Jurássico médio e superior. O sector ocidental desta unidade paleogeográfica, o Penibético, apresenta fácies peculiares e distintas das do restante Sub-Bético Interno.).

A – Triásico. No que diz respeito a depósitos de fácies *Buntsandstein*, sabe-se que apenas afloram em alguns pontos no Sub-Bético, sendo constituídos por argilas vermelhas com finas intercalações de lutitos cinzento-azulados e arenitos vermelhos [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004]. No Sub-Bético encontram-se muito bem representadas as fácies *Muschelkalk* e *Keuper*. Reconhecem-se depósitos de calcários e calcários margosos com dolomias na base, passando a margocalcários e margas, de fácies *Muschelkalk* correlacionáveis com os do Pré-Bético. São também frequentes níveis bioclásticos com bivalves, gastrópodes e braquiópodes. Estes depósitos datam do Ladiniano e apresentam uma espessura da ordem dos 70 – 125 metros, tratando-se de sedimentos depositados em ambiente de rampa marinha que evoluiu para plataforma pouco profunda com grande distribuição espacial. Como já acontecia no Pré-Bético, também no Sub-Bético se podem distinguir as cinco unidades detrítico-evaporíticas de fácies *Keuper* pertencentes ao Carniano e Noriano. Estas apresentam uma espessura de mais de 500 metros e são caracterizadas por um predomínio de argilas com frequentes intercalações de arenitos e gessos. Para além disso, existe outra unidade de carbonatos datada do Noriano e com uma espessura de cerca de 45 metros. Trata-se de uma formação composta por calcários e dolomias com uma intercalação siliciclástica vermelha próximo da base. Esta formação pode ser correlacionada com as dolomias do Noriano no Pré-Bético e outras formações da Península Ibérica, como a Formação Imón ou a Formação Isábena. Sobrepondo-se a esta, encontram-se gessos do Retiano, cuja espessura e frequência de deposição aumenta em direcção ao Sub-Bético. Os sedimentos desta formação são de fácies epicontinentais relacionadas com zonas costeiras, planícies de maré, plataforma pouco profunda e rampa [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

B – Jurássico. Nos depósitos referentes ao Hetangiano – Pliensbaquiano superior, VERA (Coord.) *in* VERA, (2004) reconhece três membros, extrapoláveis para todo o Sub-Bético. O membro inferior é constituído por dolomias maciças com restos de laminações algais com uma espessura da ordem dos 500 metros. Estas fácies têm sido interpretadas como próprias de planícies de maré. O tecto desta formação encontra-se marcada por uma descontinuidade associada às primeiras fases de riftogénese intracontinental. O membro intermédio apresenta espessuras variáveis e fácies muito diversas, entre as quais se reconhecem calcários de oncóides e oóides, calcários com grandes lamelibrânquios ou calcários com sílex. Esta variedade de fácies tem sido interpretada como resultado da existência de uma transição brusca nas condições sedimentares da plataforma, tendo-se diferenciado na mesma sectores mais ou menos protegidos, sectores mais abertos e energéticos e sectores hemipelágicos. No membro superior reconhecem-se calcarenitos com abundantes arabescos criados por crinóides e pelóides, geralmente *grainstones* e *packstones*. Os sedimentos pertencentes a este membro são interpretados como pertencentes a depósitos de alta energia de plataforma externa. O tecto deste membro coincide com a descontinuidade estratigráfica mais marcada do Sub-Bético, registando a ruptura da plataforma carbonatada e o abandono dos ambientes pouco profundos [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

O ciclo sedimentar Pliensbaquiano superior – Batoniano inicia-se com sedimentos pelágicos com uma espessura da ordem dos 1000 metros, formando calcários folhetados com intercalações de margas. Sobre estas camadas, como preenchimento de demi-grabens, dispõe-se uma sequência rítmica de calcários e margas com amonites com espessura variável entre 10 e 1000 metros. Também os sedimentos desta formação, tal como os da anterior, possuem características de depósitos pelágicos profundos. A bacia sedimentar constituía, nesta altura, o extremo NW do Mar de Tétis e nela foi

reconhecido o evento anóxico do Toarciano inferior descrito também em outros sectores do Tétis [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

Durante o Bajociano – Batoniano, no Domínio Intermédio, depositaram-se calcários de oólitos do tipo bahamiano, próprios de meios marinhos pouco profundos. Em algumas áreas do Sub-Bético Externo e em algumas áreas do Sub-Bético Interno oriental e do Penibético depositaram-se calcários oolíticos com oólitos do tipo bahamiano e com corais, podendo atingir espessuras da ordem dos 100 – 300 metros e formando uma sequência de superficialização de grande escala que termina com a superfície de descontinuidade do final do Batoniano, onde, localmente, se identifica um paleocarso. Em algumas das unidades do Sub-Bético Externo, o Bajociano é caracterizado por uma fácies de calcários com sílex que atinge espessuras da ordem dos 10 – 90 metros e com estratificações cruzadas de tipo *hummocky* de grande escala, depositadas numa plataforma externa ou uma rampa afectada pelas ondas de tempestades excepcionais [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

No sector oriental do Sub-Bético Médio reconhece-se uma formação com mais de 60 metros de calcarenitos oolíticos turbidíticos, alimentados desde as plataformas carbonatadas adjacentes, intercalando-se com calcários com sílex e margas. Simultaneamente, em amplos sectores do Sub-Bético Médio, depositaram-se sequências rítmicas de calcários e margas com abundante fauna de amonites de idade Bajociano – Batoniano médio, juntamente com rochas vulcânicas. Sobre alguns edifícios vulcânicos depositaram-se calcários oolíticos em plataformas carbonatadas isoladas de alguns quilómetros quadrados de extensão, consideradas como *guyots*, formando sequências de superficialização decamétricas. Nos umbrais pelágicos, nos sectores onde não se depositou a formação anterior, durante o Bajociano – Batoniano depositaram-se

calcários pelágicos condensados, a qual continuou durante todo o Jurássico superior e onde se constata a presença de uma descontinuidade estratigráfica muito significativa no final do Batoniano, coroada por um *hardground* [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

Ao passo que o limite inferior do ciclo sedimentar Caloviano – Berriasiano está bem marcado pela descontinuidade estratigráfica do final do Batoniano, o seu limite superior é heterócrono ao longo do Berriasiano embora facilmente reconhecível. Durante este período de tempo diferenciaram-se seis formações sedimentares, sendo que as três primeiras afloram nos sub-domínios que constituíam umbrais pelágicos (Sub-Bético Externo, Sub-Bético Interno e Penibético) e as três últimas nos sub-domínios com maior subsidência (Domínio Intermédio e Sub-Bético Médio) [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A primeira formação é a mais característica deste ciclo sedimentar no Sub-Bético Externo e no Sub-Bético Interno. A idade do muro varia desde o Bajociano inferior ao Oxfordiano médio enquanto que a idade do tecto varia do Titoniano superior ao Berriasiano superior. Trata-se de sedimentos marinhos pelágicos com uma taxa de sedimentação muito baixa (calcários e calcários margosos nodulares, de cor avermelhada, com amonites que permitem datações precisas) e abundantes interrupções sedimentares, depositadas em áreas afastadas do continente, a profundidades relativamente pouco profundas, na parte inferior da zona fótica e/ou nas proximidades do nível de base das ondas de tempestades. A espessura desta formação varia entre alguns metros e cerca de 60 metros [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A segunda formação, constituída por calcários oolíticos pelágicos, tem uma idade Oxfordiano médio – Valanginiano inferior com um importante hiato que afecta o Caloviano – Oxfordiano inferior. Esta formação é interpretada como um depósito

pelágico pouco profundo muito afastado de influências e aportes terrígenos [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A terceira formação tem cerca de 80 metros de espessura e uma idade compreendida entre o Oxfordiano e o Berriasiano, sendo constituída por calcários margosos que alternam com níveis finos de margocalcários [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A quarta formação tem entre 50 – 100 metros de espessura e é a mais característica deste ciclo sedimentar no Sub-Bético Médio. Apresenta uma idade maioritariamente Caloviano – Oxfordiano, embora a idade do muro possa variar entre o Bajociano terminal – Caloviano basal. É caracterizada pela presença de radiolaritos, juntamente com margas e argilas siliciosas verdes e vermelhas. Trata-se de sedimentos marinhos pelágicos depositados em áreas afastadas do continente mas apenas a várias centenas de metros de profundidade. Existem formações equivalentes no Domínio Intermédio e no sector oriental do Sub-Bético [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A quinta formação aflora no Domínio Intermédio, depositou-se entre o Kimeridgiano – Berriasiano médio e é composta, de muro a tecto, por calcários pelágicos folhetados, turbiditos calcários com uma grande variedade de fácies (desde conglomerados a turbiditos clássicos interpretados como parte de um leque submarino) e, por fim, calcários alternantes com margas e algumas intercalações calcareníticas [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A sexta e última formação depositou-se entre o Kimeridgiano e o Titoniano no Sub-Bético Médio, apresentando calcários margosos e margas com intercalações de calcilimolitos com sílex maioritariamente originadas por tempestades. Tem uma espessura de 100 metros e apresenta sequências de superficialização nas quais,

localmente, existem calcários oolíticos próprios de plataformas marinhas pouco profundas [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

C – Cretácico. No Domínio Intermédio, o limite inferior do ciclo sedimentar Berriasiano superior – Albiano médio é marcado pelos primeiros níveis de arenitos turbidíticos de grão fino e estratificação fina que datam do Berriasiano superior. No Sub-Bético Externo e Interno, este limite é claramente marcado pela transição de calcários e calcários margosos vermelhos para sequências rítmicas margo-carbonatadas. Pelo contrário, no Sub-Bético Médio, o limite inferior deste ciclo sedimentar é menos aparente e supõe a transição entre calcários com sílex para sequências rítmicas margo-carbonatadas. O tecto deste ciclo sedimentar é atribuído à transição Albiano médio – Albiano superior e coincide com o final da sedimentação turbidítica no Domínio Intermédio, enquanto que no resto do Sub-Bético pode ter diferentes expressões estratigráficas. Neste ciclo sedimentar englobam-se seis formações no domínio Sub-Bético [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A primeira formação é representada por sequências rítmicas de calcários/margocalcários e margas, de carácter pelágico, tem mais de 1000 metros de espessura e estende-se desde o Berriasiano superior ao Hauteriviano superior no Domínio Intermédio [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A segunda formação tem uma espessura muito variável e em geral inferior à anterior apesar de ambas terem uma litologia muito semelhante. Nesta formação, no entanto, estão ausentes as intercalações terrígenas e são frequentes as dobras sinsedimentares. Apresenta uma idade Barremiano terminal – Aptiano basal.

A terceira formação, no Domínio Intermédio, datada do Barremiano, tem uma espessura de cerca de 1200 metros e é constituída por abundantes arenitos turbidíticos ricos em lumachelas e orbitolinas [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A quarta formação, no Sub-Bético Externo, terá ficado limitada ao preenchimento de pequenas depressões durante o Aptiano. Esta formação é litologicamente semelhante à anterior mas apresenta uma menor espessura. Para além disso, os depósitos turbidíticos têm um carácter mais calcário e há uma presença mais frequente de fácies anóxicas [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A quinta formação, no Sub-Bético Médio, formada durante o Aptiano, é constituída por calcários, margas e turbiditos calcários, fácies anóxicas, facies radiolaríticas, argilas, conglomerados e concreções de barite [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

Finalmente, a sexta formação, também no Sub-Bético Médio, é constituída por argilas, turbiditos calcários, radiolaritos, margas negras e olistostromas com olistólitos de grande tamanho depositados durante o intervalo Aptiano – Albiano médio [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

O limite inferior do ciclo sedimentar Albiano superior – Maastrichtiano terminal coincide com o final da sedimentação turbidítica no Domínio Intermédio. No restante Sub-Bético produziu-se uma homogeneização da sedimentação que culminou com depósitos carbonatados brancos no Sub-Bético Interno e avermelhados nos restantes sub-domínios. O limite superior é marcado pelo início da deposição de calcarenitos com *Microcodium* no Sub-Bético Médio e Interno [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004].

A última formação descrita no ciclo sedimentar Berriasiano superior – Albiano médio prolonga-se, em parte do Sub-Bético Médio até ao início do Campaniano. A formação

carbonatada de cor branca depositada no Sub-Bético Interno e Penibético e que marca o início deste ciclo sedimentar é composta por margas e margocalcários com nódulos de sílex, estando a sua idade compreendida entre o Albiano médio – superior e o Turoniano superior e inclui um nível anóxico no limite Cenomaniano – Turoniano, ainda que em outras áreas exista apenas um hiato correspondente a este período de tempo [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004]. Esta formação ter-se-á depositado em meio pelágico, que não deve ter ultrapassado os mil metros de profundidade e com uma taxa de sedimentação baixa. Durante o Turoniano superior – Santoniano superior ter-se-ão depositado, no sector oriental do Sub-Bético Interno, margas com grande abundância de material detrítico, em particular, conglomerático, sendo estes sedimentos interpretados como depósitos adjacentes a paleo-relevos controlados por escarpas de paleo-falhas. Durante o Albiano médio – Cenomaniano inferior, é constituída por uma alternância de cerca de 300 metros de espessura de margocalcários e margas escuras com intercalações calcareníticas na sua parte superior. No Domínio Intermédio existe uma formação equivalente a esta, constituída por uma alternância de calcários margosos e margas brancas. A formação mais característica deste ciclo sedimentar é composta por sequências rítmicas de calcários margosos e margas avermelhadas, com abundantes foraminíferos planctónicos e nanoplâncton calcário [VERA (Coord.) *in* VERA, 2004]. A sua espessura é muito variável, apresentando um valor médio de 200 – 250 metros e está datada do Cretácico superior, estendendo-se até ao Paleocénico – Eocénico. O seu depósito terá tido lugar num meio marinho hemipelágico de profundidade moderada durante um intervalo de tempo muito prolongado (40 – 50 Ma) e com uma taxa de sedimentação muito reduzida. No Domínio Intermédio e no sector Norte do Sub-Bético Externo aflora uma formação composta por sequências rítmicas de calcários margosos e margas de cor esbranquiçada e por turbiditos calcários, mais abundantes nas áreas mais

próximas ao domínio Pré-Bético. Encontram-se, nesta formação, níveis com microtectitos e anomalias em irídio correlacionáveis com o limite K – T [VERA (Coord.) in VERA, 2004]. A FIG. 3.18. resume a litoestratigrafia referida para as domínios Pré-Bético e Sub-Bético das Zonas Externas.

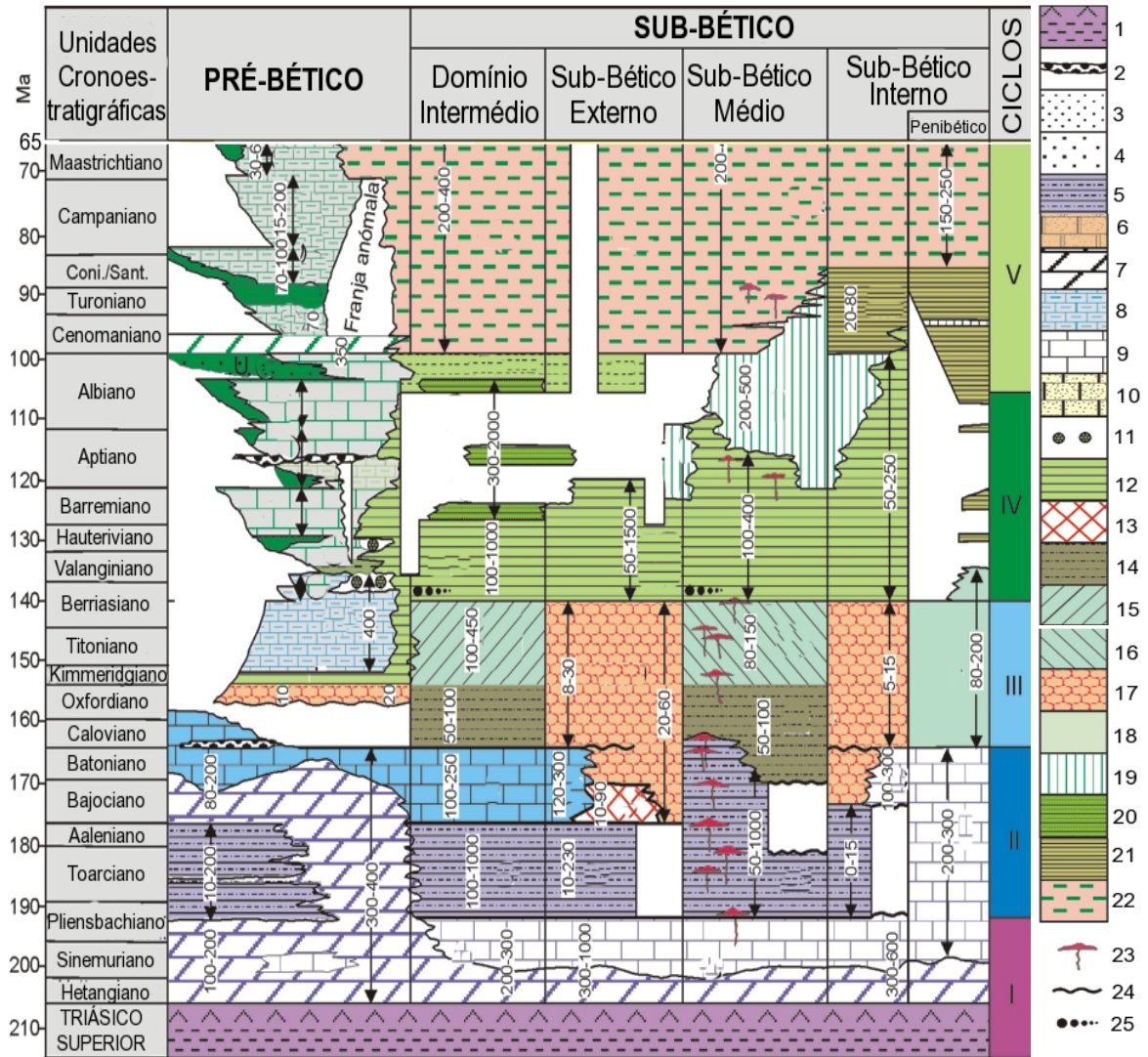


FIG. 3.18. Quadro de correlação cronolitoestratigráfica das zonas externas Béticas. Legenda: (1) Fácies Keuper; (2) Argilas continentais com pisólitos ferruginosos; (3) Argilas vermelhas e arenitas; (4) Fácies siliciclásticas; (5) Argilas vermelhas e margas; (6) Calcarenitos com *Microcodium*; (7) Dolomias; (8) Carbonatos de meios tidais; (9) Calcários de plataforma marinha pouco profunda, incluindo calcários oolíticos; (10) Calcários e calcarenitos de plataforma marinha pouco profunda; (11) Calcários recifais; (12) Ritmitos de calcários/margas pelágicas, com amonites; (13) Calcários siliciosos; (14) Fácies radiolaríticas; (15) Alternância de calcários e margas pelágicas com intercalações de turbiditos calcários; (16) Alternância de calcários e margas pelágicas com intercalações de tempestitos calcários; (17) Calcários pelágicos condensados; (18) Calcários oolíticos pelágicos; (19) Lutitos negros e margas, localmente com radiolaritos e/ou turbiditos calcários; (20) Margas e calcários margosos com intercalações de turbiditos siliciclásticos; (21) Margas brancas e calcários margosos com foraminíferos planctónicos; (22) Calcários margosos rosados com foraminíferos planctónicos e cocólitos; (23) Rochas vulcânicas submarinas; (24) Descontinuidades mais significativas; (25) Turbiditos, na sua maioria calcários. Modificado de VERA (Coord.) in VERA, 2004.

3.2.5.3. Complexo do Campo de Gibraltar

O Complexo do Campo de Gibraltar é constituído por sucessões cretácico-terciárias que correspondem à cobertura sedimentar de crosta oceânica ou continental muito adelgada. As suas fácies são marinhas profundas com litologias argilosas policromas, arenitos turbidíticos carbonatados e, sobretudo, litologias siliciclásticas [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b]. Por comparação com terrenos semelhantes amplamente representados no Norte de África, no Complexo do Campo de Gibraltar distinguem-se dois domínios tectónicos denominados Mauritânico e Numídico (FIG. 3.19.).

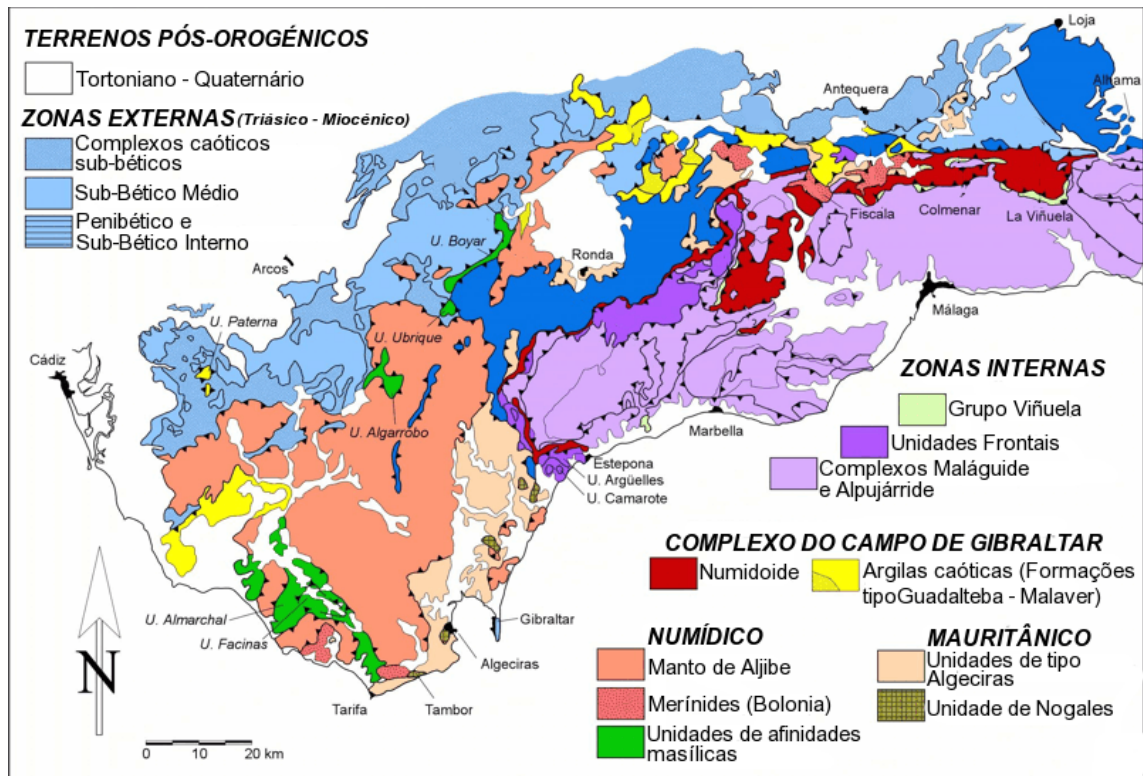


FIG. 3.19. Esquema tectónico representativo da subdivisão e relações tectónicas do Complexo do Campo de Gibraltar, situado no sector ocidental da Cordilheira Bética (modificado de MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b).

Os afloramentos cretácicos do domínio Mauritânico são muito pouco extensos e localizam-se essencialmente perto do Estreito de Gibraltar. Os afloramentos são formados por duas unidades, cada uma delas constituída por duas formações

[MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b]. Assim, na primeira unidade, a formação inferior data do Valanginiano – Hauteriviano e é constituída por cerca de 100 metros de margocalcários e argilas de cor acinzentada e esverdeada, a que se seguem arenitos e microbrechas com clastos carbonatados do Jurássico – Berriasiano. Estas camadas estão organizadas em sequências grano- e estratocrescentes próprias de leques turbidíticos. A formação mais característica desta unidade é a superior e data do Hauteriviano superior – Barremiano. É formada por cerca de 200 metros de arenitos pardos e amarelados de grão fino (subarcoses plagioclásicas) com sequências de Bouma truncadas na base e em estratos decimétricos a métricos que alternam com margas e argilas esverdeadas que indicam a progradação de lobos deposicionais da parte externa de um leque submarino profundo [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b]. Na formação inferior da segunda unidade, de idade compreendida entre o Aptiano e o Albiano, distinguem-se margas e microbrechas coroadas por arenitos de afinidade mauritânica que se dispõem numa posição muito externa, ao longo do contacto com o Penibético e o Sub-Bético Médio. A formação superior desta unidade é constituída por margas e margocalcários brancos e esverdeados com microbrechas carbonatadas de idade compreendida entre o Campaniano e o Maastrichtiano [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b]. No que diz respeito às formações do domínio Numídico, reconhece-se uma unidade formada por argilas policromas manganésíferas de fácies oceânica com bancos de arenitos quartzíticos de grão muito fino e cimento ferruginoso, apresentando esporadicamente orbitolinas ressedimentadas do Aptiano – Albiano. Existem ainda algumas unidades datadas do Cretácico superior constituídas essencialmente por argilas, margas e intercalações turbidíticas calcárias, formando uma associação de fácies interpretada como sendo de planície submarina adjacente a um sistema turbidítico [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004b].

3.2.5.4. Zonas Internas Béticas

As Zonas Internas Béticas correspondem a alguns dos afloramentos mais meridionais da Cordilheira Bética e, apesar de nem todos os traços seguintes se observarem necessariamente em todas as unidades, estes afloramentos são caracterizados por apresentarem uma maior intensidade de deformação relativamente aos restantes domínios da Cordilheira Bética, por integrarem o antigo soco paleozóico em muitas unidades alóctones (Complexos Nevado-Filábride, Maláguide e Alpujárride), pela existência quase generalizada de metamorfismo alpino e pré-alpino (pelo que as sequências sedimentares originais não se encontram preservadas em algumas zonas, nomeadamente, no Complexo Nevado-Filábride) e por diferenças nas fácies triásicas e, em menor medida, nas fácies pós-triásicas [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. À semelhança do que se passa para o resto da Cordilheira Bética, também as Zonas Internas Béticas foram diferenciadas em vários domínios: Unidades Frontais, Complexo Maláguide, Complexo Alpujárride e Complexo Nevado-Filábride (FIG. 3.20.).

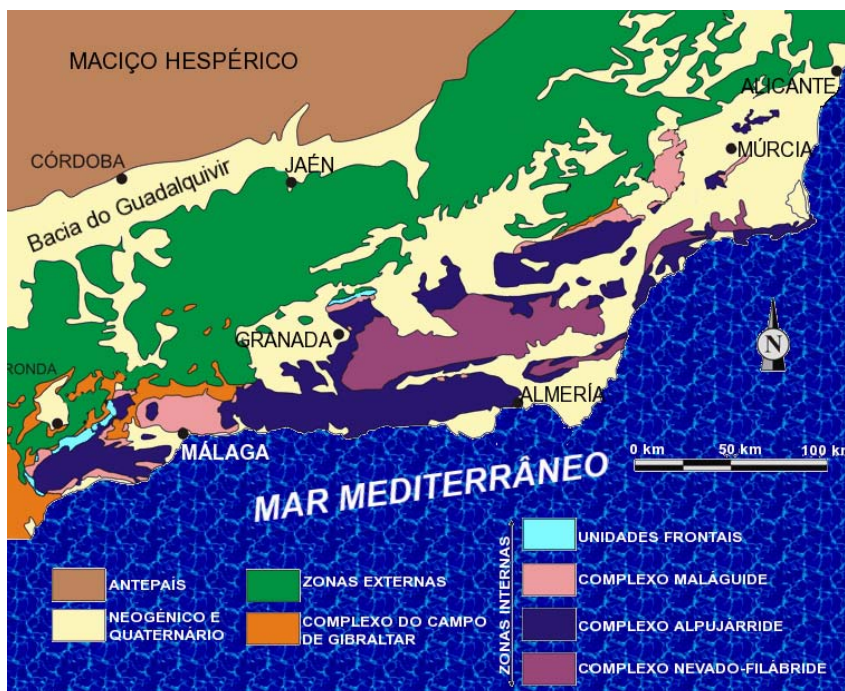


FIG. 3.20. Mapa das Zonas Internas Béticas (modificado de TEJERO E FERNÁNDEZ-GIANOTTI, CD-ROM anexo ao livro “Geología de España”, VERA, 2004).

A – Unidades Frontais. No domínio das Unidades Frontais, o Triásico apresenta-se descolado relativamente ao soco paleozóico a nível do Carniano. Os sedimentos das Unidades Frontais Internas são de fácies continentais (arenitos e pelitos vermelhos) e costeiras (argilas, gessos e dolomias). Durante o Carniano superior – Noriano foi depositada uma sequência com uma espessura de mais de 1100 metros de dolomias com foraminíferos e algas com fácies marinhas de plataformas carbonatadas, a que se seguem, durante o Retiano, alternâncias calcário-margoso-dolomíticas que passam lateralmente a dolomitos e, sobre estas camadas, calcários mais puros com fácies recifais e influência hemipelágica [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. Em certas formações das Unidades Frontais Externas, o Triásico superior é constituído por fácies de talude e bacia anóxica, apresentando dolomias escuras do Noriano e argilas e calcários negros folhetados com sílex e dobras sinsedimentares do Retiano, coroados por uma barra carbonatada de fácies menos profunda no Retiano terminal. O Jurássico das Unidades Frontais Externas apresenta, no Hetangiano inferior, margocalcários e margas com amonites, calcários e margocalcários com sílex e, em certas zonas, brechas com clastos dolomíticos triásicos. Durante o Sinemuriano, ter-se-ão depositado calcários nodulares avermelhados intercalados com níveis conglomeráticos canalizados e brechas carbonatadas. Nas Unidades Frontais Internas, durante o Hetangiano – Sinemuriano ter-se-ão depositado sedimentos de fácies de plataforma pouco profunda, tendo originado dolomitos e calcários brancos, semelhantes aos depósitos da mesma idade das Zonas Externas Béticas [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. Do Pliensbaquiano ao Cretácico inferior ter-se-ão depositado, nas Unidades Frontais Externas, sucessões muito condensadas de margocalcários e calcários com sílex, por vezes avermelhados e nodulares (Toarciano – Bajociano), radiolaritos (Batoniano), margas siliciosas ou calcários nódulo-brechoides com

foraminíferos planctónicos e tintinídeos (Jurássico superior – Berriasiano), calcários, margocalcários e margas rosadas e brancas com níveis radiolaríticos, brechas e microbrechas carbonatadas (Valanginiano – Hauteriviano). Ainda no Jurássico médio – superior, em algumas zonas das Unidades Frontais Internas e Externas, ter-se-ão depositado calcários nodulares com estromatólitos de fosfato e margas e radiolaritos pouco espessos [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. O Cretácico inferior em certas zonas das Unidades Frontais Externas é formado por margas e margocalcários brancos, por vezes com sílex e de aspecto esquiroloso e por margas muito argilosas e microbrechas, quase sempre descoladas do Jurássico. Estas litologias passam gradualmente, durante o Hauteriviano, Barremiano e Aptiano, a uma sucessão argilosa colorida depositada em meios muito profundos e coroada por arenitos quartzosos e feldspáticos de grão fino do Albiano. O Cretácico superior é marcado pela deposição de margocalcários e margas coloridas pouco espessas e descontínuas semelhantes às unidades carbonatadas vermelhas descritas para a mesma idade para o Sub-Bético [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004].

B – Complexo Maláguide. O Complexo Maláguide ocupa a posição tectónica mais elevada das Zonas Internas e está pouco afectado pelo metamorfismo alpino, cavalgando o Complexo Alpujárride. Os principais afloramentos situam-se na parte ocidental da Costa do Sol espanhola e nos Montes de Málaga. O Triásico do Complexo Maláguide é constituído por uma megassequência complexa, com dois ciclos sedimentares que evoluem de ambientes continentais para ambientes marinhos. O ciclo sedimentar inferior começa no Anisiano – Ladiniano, onde se terão depositado níveis de conglomerados quartzíticos canalizados, depositados em leques aluviais, arenitos e siltitos de cor vermelha com fácies de ambientes fluviais proximais canalizados e provenientes de zonas mais meridionais e orientais [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in*

VERA, 2004]. Mais acima a sucessão torna-se mais argilosa e de fácies fluvial distal e inclui uma intercalação dolomítica com fácies marinha pouco profunda e, localmente, gessos. O ciclo sedimentar superior, cujos sedimentos possuem idades compreendidas entre o Carniano e o Ladiniano, inicia-se com fácies litorais de arenitos amarelados e conglomerados com clastos de dolomias, a que se seguem fácies peritidais argiloso-arenoso-evaporíticas e terminando com margas, calcários e dolomias folhetadas com sílex, próprias de meios de plataforma externa. O Jurássico do Complexo Maláguide inicia-se no Sinemuriano com dolomias peritidais organizadas em sequências de superficialização que passam a fácies marinhas de plataforma restrita (calcários brancos com foraminíferos bentónicos, algas disacladáceas, bivalves e oncólitos) e de plataforma aberta (calcarenitos oolíticos e de crinóides, com níveis terrígenos quartzosos). Segue-se uma descontinuidade estratigráfica associada a um horizonte ferruginoso e fácies pelágicas condensadas com amonites do Pliensbaquiano e Toarciano. Sobrepõem-se calcários folhetados com sílex e margocalcários ou calcários oolíticos de crinóides do Jurássico médio. Várias descontinuidades estratigráficas marcam a transição para o Jurássico superior, o qual é constituído por calcários nodulares com abundantes amonites e margas. O Cretácico do Complexo Maláguide é sempre hemipelágico, de espessura muito reduzida e com várias lacunas estratigráficas de amplitude variável consoante os sectores e as idades. Durante o Berriasiano – Valanginiano ter-se-ão depositado margas e margocalcários brancos com amonites e, por vezes, com sílex, a que se segue um horizonte margoso do Albiano que passa lateralmente a fácies fosforítico – glauconíticas, localmente associadas a um paleocarso. Finalmente, no Cretácico superior, depositaram-se calcários e margas com foraminíferos planctónicos [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004].

C – Complexo Alpujárride. Os afloramentos que o constituem são os mais extensos das Zonas Internas Béticas, aflorando ao longo de mais de quatrocentos quilómetros. As rochas que o compõem sofreram um metamorfismo alpino moderado a intenso e ocupam uma posição tectónica intermédia nas unidades das Zonas Internas, sobrepondo-se ao Complexo Nevado-Filábride no sector centro-oriental enquanto que no ocidental estas cavalgam as Unidades Frontais Externas das Zonas Internas Béticas, estando recobertas pelo Complexo Maláguide [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. Numa sucessão-tipo do Complexo Alpujárride é possível a diferenciação de três conjuntos litoestratigráficos principais: metapelitos grafiticos e quartzitos impuros com níveis gneissosos (Paleozóico ou inferior), metapelitos pobres ou sem grafite, cinzento-claro, verde-claro, azul-claro ou violáceo-claro, com níveis de quartzitos, carbonatos e gessos (Pérmico – Triásico) e uma sucessão carbonatada (Triásico Superior). O Triásico é, então, composto por sedimentos terrígenos, hoje metamorfizados, infrajacentes à sucessão carbonatada que provavelmente se depositou em ambientes continentais ou costeiros. A deposição continuou com calcários micríticos e dolomias, alternantes com margas, argilas e arenitos (hoje transformados em calcoxistos, quartzitos e filitos) próprios de meios de transição. Segue-se um potente conjunto essencialmente dolomítico e datado do Anisiano, o qual é de fácies marinha pouco profunda e inclui pequenas bioconstruções recifais na sua parte média e superior. O máximo transgressivo foi alcançado no Ladiniano inferior com a deposição de margas e calcários micríticos, frequentemente com nódulos de sílex, próprios de meios com influências hemipelágicas. Segue-se um espesso conjunto regressivo de calcários brancos com algumas intercalações dolomíticas e fácies de plataforma protegida, de

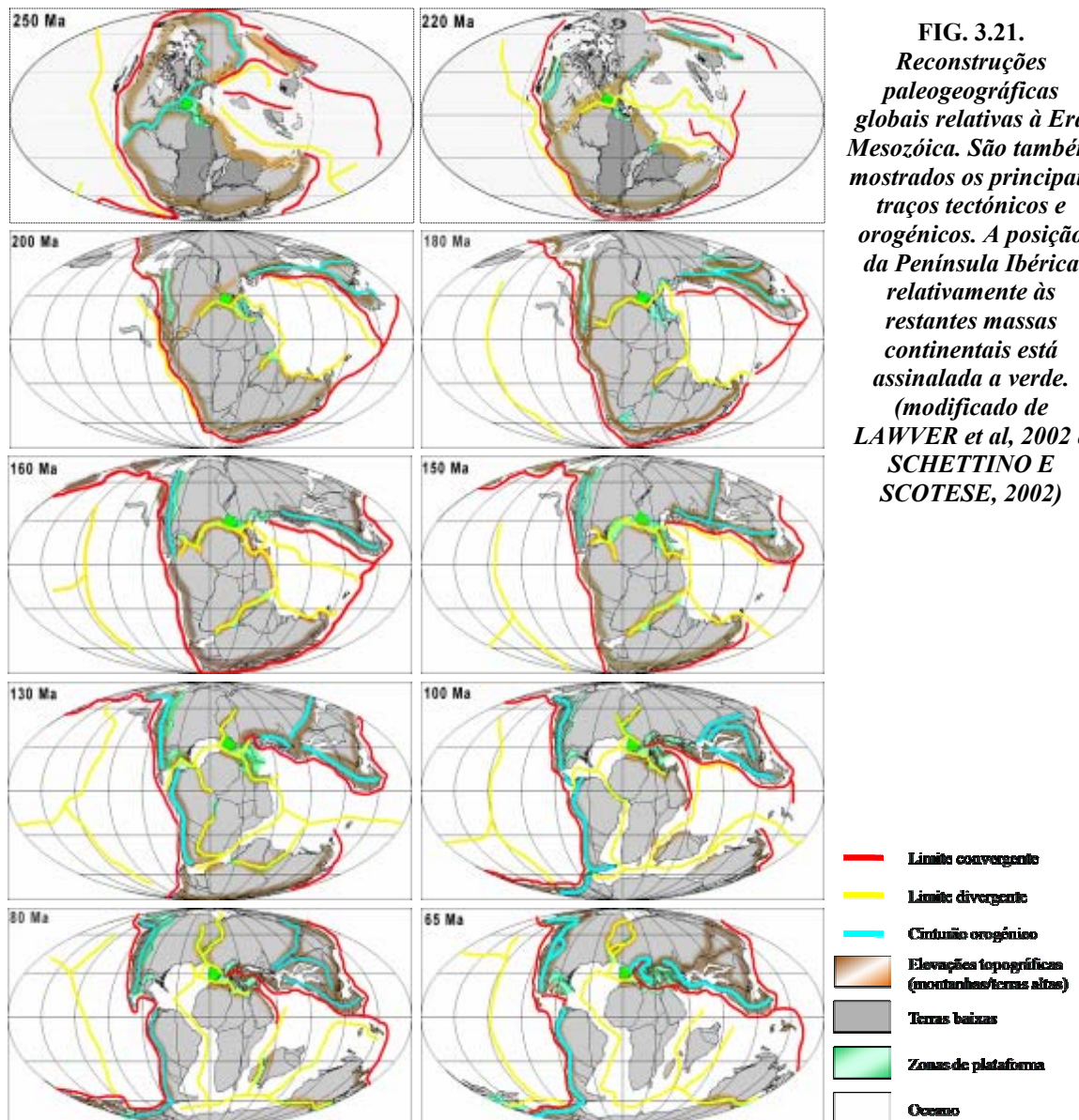
idade Ladiniano [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. No sector oriental, o Ladiniano superior de algumas unidades apresenta fácies afins ao *Muschelkalk* das Zonas Externas Béticas. A transição Ladiniano – Carniano aumentou ligeiramente o conteúdo terrígeno, predominando fácies peritidais que originaram quatro níveis dolomíticos lenticulares. Segue-se, no Carniano, a deposição de níveis argiloso-margoso-evaporíticos em meios litorais com influência terrígena marca o máximo regressivo e o início do segundo ciclo sedimentar do Triásico. Estes níveis argiloso-margoso-evaporíticos favorecem o descolamento do espesso conjunto dolomítico sobrejacente, que possui mais de 1000 metros de espessura e uma idade Carniano superior – Noriano. Com estas dolomias progride a a transgressão marinha e as fácies evoluem de peritidais para recifais em alguns sectores, reconhecendo-se, em algumas zonas, uma evolução lateral de fácies de ambientes de plataforma restrita para ambientes de barreira e talude recifais. As sucessões pós-triásicas compreendem calcários brancos de plataforma carbonatada pouco profunda (Retiano – Sinemuriano) a que se segue uma superfície erosiva irregular datada do Pliensbaquiano – Toarciano. Finalmente, do Jurássico médio ao Aquitaniano depositaram-se calcários com sílex, calcários nodulares, margocalcários, radiolaritos e margas coloridas com características comparáveis às das Unidades Frontais Externas das Zonas Internas Béticas [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004].

D – Complexo Nevado-Filábride. O Complexo Nevado-Filábride é o que ocupa a posição tectónica mais baixa dentro das Zonas Internas Béticas. As rochas que constituem os afloramentos desta unidade encontram-se metamorfizadas, sendo possível encontrar associações metamórficas pré-alpinas em algumas zonas [MARTÍN-

ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. A sucessão das Unidades Inferiores do Complexo Nevado-Filábride (pré-Pérmica) é formada por xistos grafiticos, com intercalações de quartzitos e alguns níveis de mármore grafiticos e de anfíbolitos. Nas Unidades Superiores do Complexo Nevado-Filábride (Mesozóico – Cenozóico) existem xistos grafiticos escuros com intercalações de quartzitos, meta-arenitos e gneisses, a que se seguem xistos albiticos claros com intercalações de quartzitos e níveis de gneisses e mármore, metabasitos, serpentinitos, anfíbolitos, micaxistos anfíbolíticos e mármore com intercalações metapelíticas [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004]. O Triásico terá assistido, então, a sedimentação conglomerática, seguida da deposição de arenitos e pelitos, provavelmente todos depositados em meio aluvial. Ainda durante o Triásico, ter-se-á assistido a uma transição gradual para sedimentação carbonatada com níveis evaporíticos própria de meios marinhos pouco profundos que provavelmente se terá estendido pelo Jurássico inferior. Já no Jurássico médio-superior e até ao Cretácico superior, a sedimentação, associada a fenómenos de riftogénese pronunciada, seria caracterizada por depósitos marinhos profundos de sedimentos siliciosos, argilosos e carbonatados [MARTÍN-ALGARRA (Coord.) *in* VERA, 2004].

3.3. EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA MESOZÓICA DA PENÍNSULA IBÉRICA

A FIG. 3.21. dá conta da movimentação da Península Ibérica durante a Era Mesozóica. A posição da Península Ibérica relativamente à Pangeia está marcada a verde em cada reconstrução paleogeográfica.



A deriva da microplaca ibérica para Norte é aparente na sequência de reconstruções paleogeográficas da FIG. 3.21. Partindo de uma latitude muito próxima à do paleo-equador no Induano, a Península Ibérica deriva para Norte até acabar por se centrar sensivelmente no paralelo 30 no Maastrichtiano. A estimacão da paleotopografia foi feita com base em BLAKEY (2006), SKELTON *et al* (2003) e HAY E WOLD *in* CROWLEY E BURKE (1998).

Desta forma, durante o Triásico inferior – médio, a Península Ibérica estaria inserida nas espaldas do grande orógeno varisco que se estenderia no centro do supercontinente Pangeia com uma direcção aproximada de SW – NE. HAY E WOLD (*in* CROWLEY E

BURKE, 1998) e OTTO-BLIESNER (*in* CROWLEY E BURKE, 1998) consideram que, apesar da grande cadeia varisca se encontrar, no Triásico inferior – médio, já consideravelmente erodida, ainda seriam evidentes grandes elevações montanhosas no que hoje é a Europa e os Apalaches. DEWEY E BURKE (1973) sugeriram inclusivamente a existência de uma elevação planáltica, à escala do hoje existente Planalto Tibetano, na região que hoje corresponde à Europa ocidental durante o Pérmico superior. A partir do Triásico médio – superior, ter-se-á iniciado a fragmentação da Pangeia com estabelecimento de riftes continentais semelhantes ao que hoje em dia existe no Leste africano, cujas vertentes teriam provavelmente constituído elevações significativas, ainda que inferiores aos relevos do grande orógeno varisco (CROWLEY E BURKE, 1998; PARRISH, 1998). Nesta altura (Triásico médio – superior) ter-se-á provavelmente assistido às primeiras incursões marinhas sobre as depressões dos riftes continentais, as quais se terão progressivamente alargado durante o período Jurássico, contribuindo para a formação de plataformas carbonatadas mais ou menos extensas sobre os bordos já relativamente aplanados do soco varisco (VERA, 2004). Reconhece-se, no entanto, em grande parte da Península Ibérica, uma descontinuidade estratigráfica pertencente ao Caloviano superior – Oxfordiano inferior, provavelmente relacionada com uma ascensão eustática do continente (TERRINHA *et al*, 2002; TERRINHA, 1998)

A fragmentação da Pangeia iniciada no Triásico médio – superior continua durante todo o Jurássico e Cretácico, tendo-se iniciado a produção de crosta oceânica do Proto-Atlântico Norte por volta do Jurássico médio terminal-superior basal, apesar de a sedimentação marinha nesta zona se ter iniciado muito antes, por volta do Jurássico inferior (TEIXEIRA E GONÇALVES, 1980).

Por volta do Cretácico inferior – médio, mercê da fragmentação da Pangeia e de vários pulsos transgressivos marinhos, ter-se-á estabelecido uma passagem livre entre o Mar de Tétis, a Leste, o Proto-Atlântico Norte e o Pacífico, a Oeste, possivelmente estimulando uma forte circulação oceânica a nível equatorial e promovendo, assim a mistura de faunas e água marinha entre estes oceanos e a proliferação dos mares epicontinentais (SKELTON *et al*, 2003). Esta passagem só seria encerrada com o fecho do Istmo do Panamá e a colisão da placa indiana com a placa eurasiática, já em plena Era Cenozóica. Também na Península Ibérica esta proliferação de mares epicontinentais está registada com o desenvolvimento, no Cretácico superior, do chamado “Estreito Ibérico” ou “Estreito de Soria”, que conectaria o Tétis, a Leste, com o Proto-Golfo da Biscaia, a Norte (VERA, 2004). Entretanto, o Cretácico superior também testemunhou o início do encerramento do Mar de Tétis, para o qual terá possivelmente contribuído não só subducção verificada entre as placas eurasiática e africana como também a rotação anti-horária da microplaca ibérica provavelmente associada à abertura do Golfo da Biscaia e à deslocação da placa africana neste período de tempo (VERA, 2004; DEBELMAS E MASCLE, 2002; TERRINHA *et al*, 2002; TERRINHA, 1998).

4

4. O PALEOCLIMA IBÉRICO DURANTE O MESOZÓICO

4.1. Triásico

4.2. Jurássico

4.3. Cretácico

4. O PALEOCLIMA IBÉRICO DURANTE O MESOZÓICO

Já se disse no capítulo introdutório que o estudo dos sistemas climáticos passados se baseia em indicadores paleoclimáticos que podem ou não fornecer informações específicas acerca do tipo de clima em que se formaram, pelo que deve sempre ser utilizado o maior número de indicadores paleoclimáticos possível para validar uma determinada reconstrução paleoclimática. Desta forma, o simples uso de reconstruções paleogeográficas e do estudo do registo sedimentar de uma determinada época geológica pode não ser o suficiente para a realização de uma reconstituição paleoclimática fiel. No entanto, dado um dos objectivos desta dissertação consistir na ênfase do controlo da Tectónica Global para o estabelecimento de um tipo de clima, julga-se adequada a abordagem realizada. Chama-se, no entanto, a atenção para o facto de que as interpretações do paleoclima mesozóico ibérico constantes neste capítulo constituem meramente hipóteses e não conclusões, uma vez que, para além dos indicadores paleoclimáticos litológicos terrestres aqui considerados, seria necessário considerar o maior número possível de outros indicadores paleoclimáticos, como, por exemplo, indicadores paleontológicos, geoquímicos e litológicos marinhos, de forma a obter uma imagem o mais completa possível da evolução paleoclimática da Península Ibérica neste período de tempo.

A FIG. 4.1. procura combinar a paleotopografia de diversos momentos da Era Mesozóica com os padrões dominantes da circulação atmosférica. A posição da Península Ibérica relativamente à Pangeia e restantes massas continentais está marcada a verde. As cores azul e rosa em cada reconstrução paleogeográfica da FIG. 4.1. representam condições de humidade e aridez, respectivamente, dos diferentes cinturões bioclimáticos.

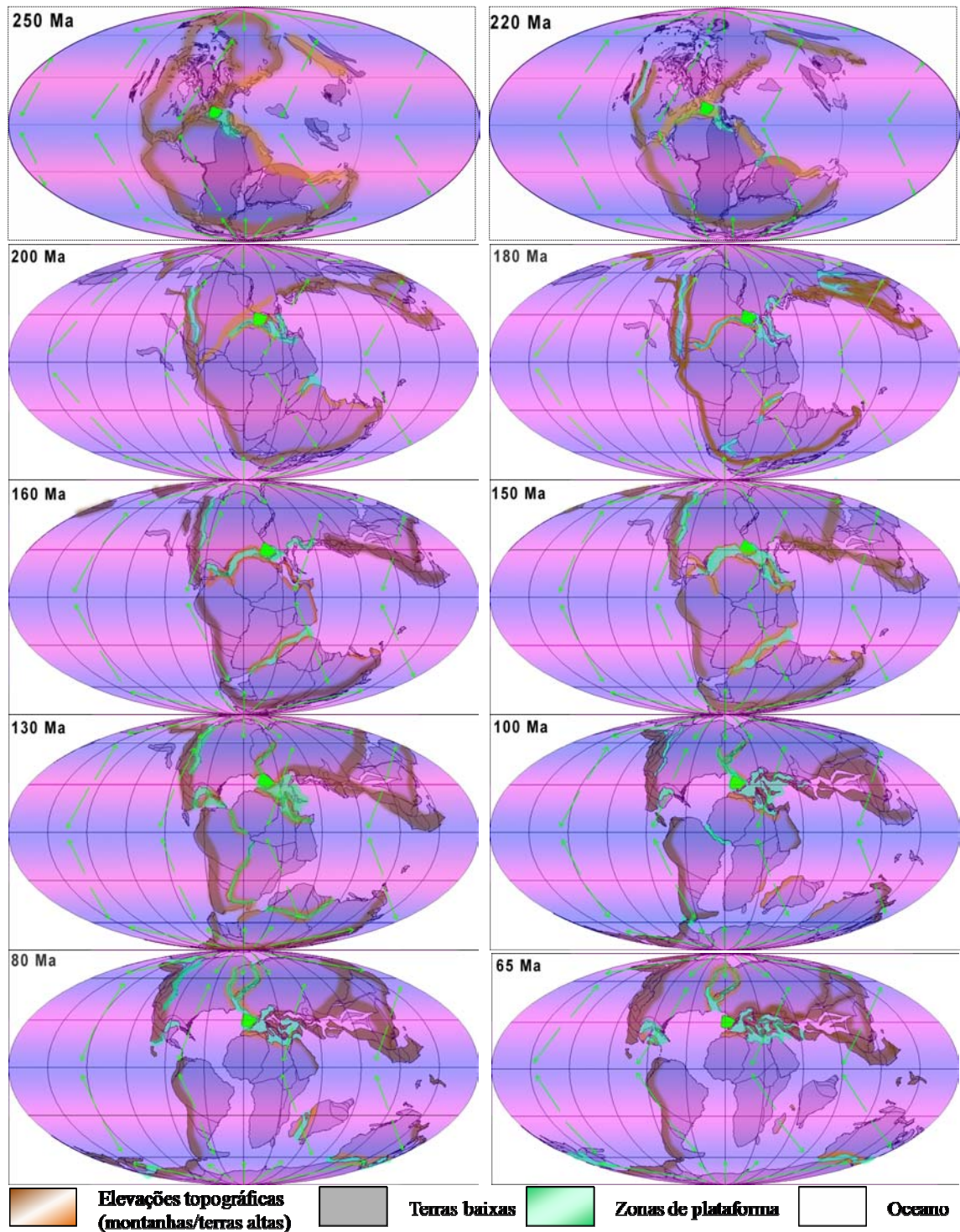
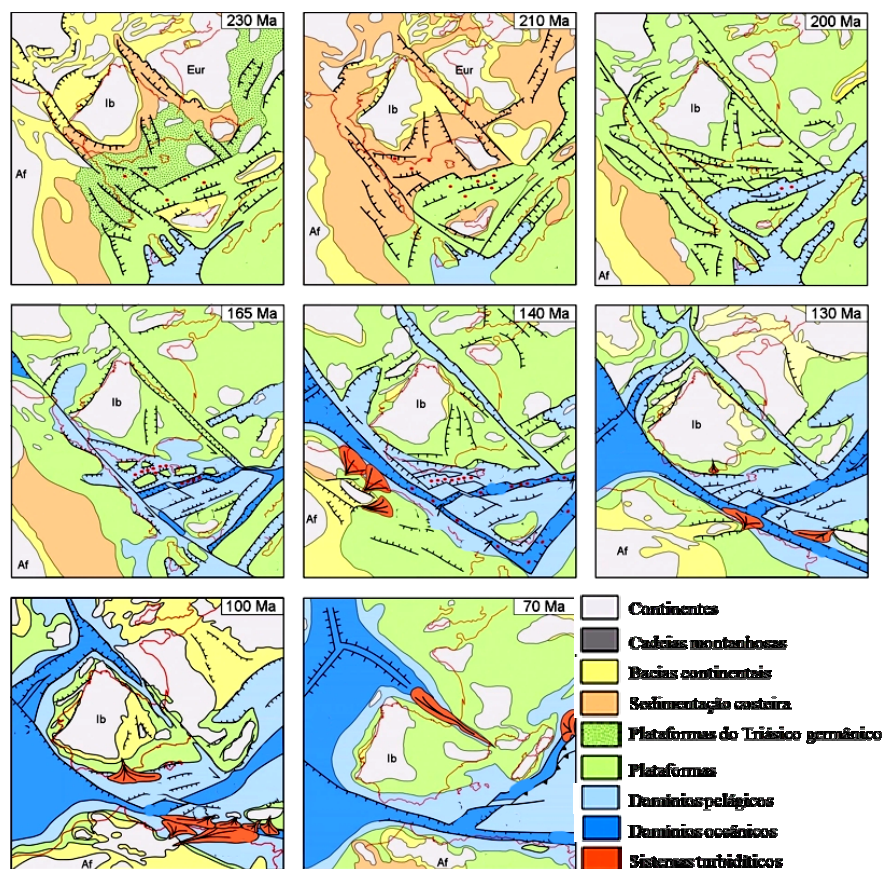


FIG. 4.1. Reconstruções paleogeográficas globais relativas à Era Mesozóica, combinando elementos de paleotopografia, os grandes cinturões bioclimáticos (faixas azuis e rosa) e o padrão global de circulação dos ventos de superfície (setas a verde). A posição da Península Ibérica relativamente às restantes massas continentais está assinalada a verde. (modificado de LAWVER et al, 2002 e SCHETTINO E SCOTESE, 2002)

Assim, das zonas polares para a zona equatorial, encontram-se representados os seguintes cinturões bioclimáticos: árido polar; temperado húmido, árido subtropical e húmido equatorial. As zonas áridas polares resultam da existência de sistemas de altas pressões das Células Polares (ver FIG. 1.3). Os cinturões temperados húmidos resultam da convergência dos membros ascendentes das Células Polares e das Células de Ferrel, que formam sistemas depressionários (FIG. 1.3.). Os cinturões áridos subtropicais resultam da convergência dos membros descendentes das Células de Ferrel e das Células de Hadley, que provocam sistemas anticiclónicos. Finalmente, da convergência dos membros ascendentes das Células de Hadley formam-se os sistemas depressionários húmidos equatoriais.

A FIG. 4.2. mostra, em traços gerais, as grandes fácies sedimentológicas que se depositaram ao longo da Era Mesozóica na Península Ibérica.



Finalmente, a FIG. 4.3. esquematiza a interpretação das condições paleoclimáticas relativas à temperatura e humidade relativamente ao registo sedimentar de cada uma das sete bacias sedimentares mesozóicas ibéricas e relaciona-as com o NMM e as temperaturas globais.

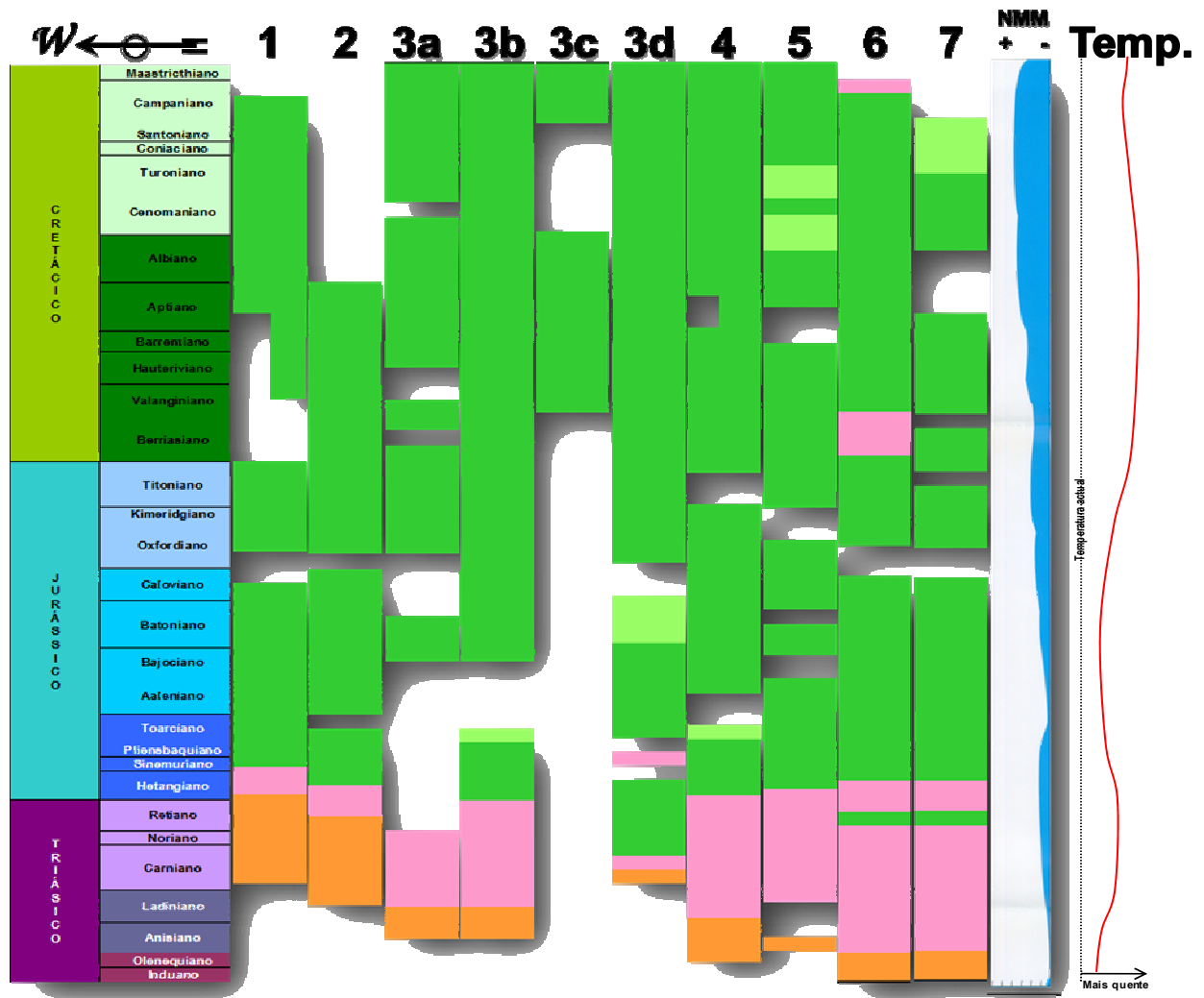


FIG. 4.3. Esquema-resumo das condições paleoclimáticas relativas à temperatura e humidade de cada uma das sete bacias sedimentares mesozóicas ibéricas, relacionando-as com o Nível Médio do Mar (NMM) global e a curva global de temperaturas (Temp.).

Legenda: (1) Bacia Lusitânica; (2) Bacia Algarvia; (3) Cordilheira Bética; (3a) Pré-Bético; (3b) Sub-Bético; (3c) Complexo do Campo de Gibraltar; (3d) Zonas Internas; (4) Cordilheira Cantábrica; (5) Pirinés; (6) Cordilheira Ibérica; (7) Cordilheira Catalã.

O verde-escuro indica condições maioritariamente quentes e húmidas; O verde-claro indica condições maioritariamente temperadas/frescas e húmidas; O cor-de-rosa indica condições maioritariamente quentes e secas; O cor-de-laranja indica condições maioritariamente quentes e de pluviosidade sazonal (© NEVES, 2007).

Curvas do NMM e temperaturas globais adaptadas de SKELTON et al (2003).

4.1. TRIÁSICO

Como pode ser constatado através da observação das colunas estratigráficas que resumem o registo sedimentar de cada bacia sedimentar mesozóica ibérica, o Triásico é caracterizado por formações avermelhadas de conglomerados, arenitos e lutitos, sempre interpretados como de origem torrencial ou fluvial. Este tipo de sedimentos forma-se em climas áridos com uma sazonalidade do regime de precipitação bem marcada (SHELDON, 2005; PARRISH, 1998). A reconstrução paleogeográfica referente ao Triásico inferior (250 Ma; FIG. 4.1.) mostra que, apesar de a Península Ibérica se situar próxima do cinturão bioclimático tropical húmido, a existência de relevos pronunciados a Oeste, Norte e Sul deve ter actuado como barreira aos ventos superficiais predominantes, que seriam Alísios vindos de Norte – Nordeste, fazendo com que a Península Ibérica se situasse na esteira de um Efeito de Fohen provavelmente pronunciado (MIRANDA, 2001). Esta combinação de características climáticas e topográficas estará, provavelmente, na origem de uma marcada sazonalidade do regime de precipitação (FIG. 4.4.).

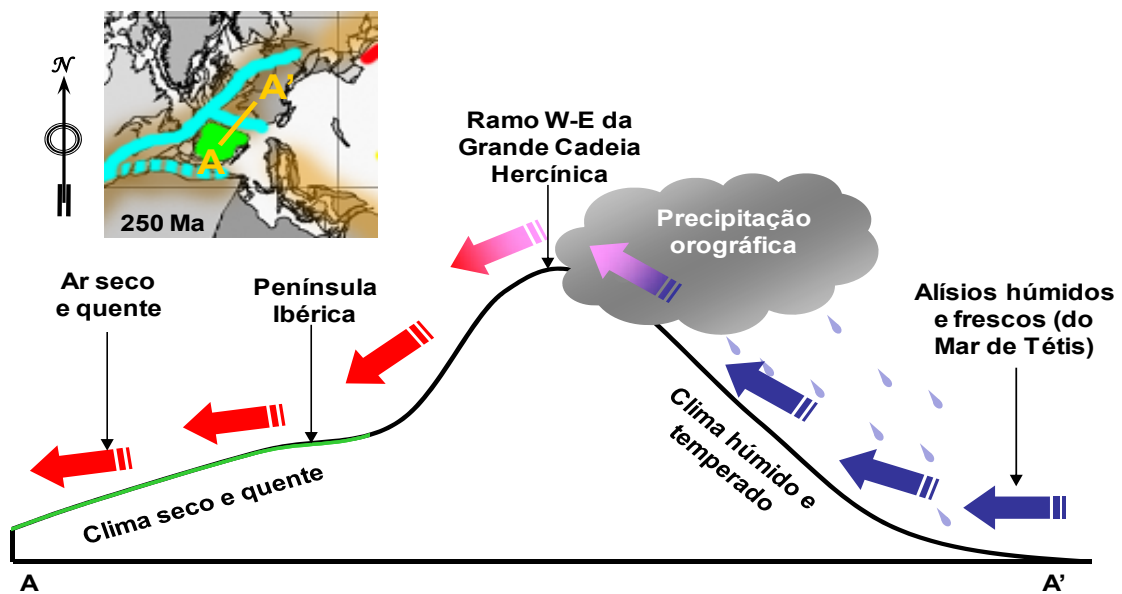


FIG. 4.4. Corte topográfico idealizado e muito simplificado, sem preocupações de escala, de direcção SW – NE, representativo da conjuntura orográfica circundante à Península Ibérica durante o Triásico inferior (250 Ma) e sua influência no estabelecimento de condições sazonais de aridez na Península Ibérica. (© NEVES, 2007)

DEWEY E BURKE (1973) e PARRISH (1998) sugerem, para além disso, a existência de um Planalto Pangeano semelhante ao actual Planalto Tibetano, quer no que respeita às suas dimensões, quer no que respeita à sua influência na circulação atmosférica global. Este Planalto Pangeano poderá ter criado uma forte circulação monsonica (FIG. 4.5.) a qual, a par dos condicionalismos climáticos e topográficos acima mencionados, poderia ser responsável pelo estabelecimento das condições sazonais de aridez e humidade necessárias à formação de *red beds* (SHELDON, 2005; PARRISH, 1998).

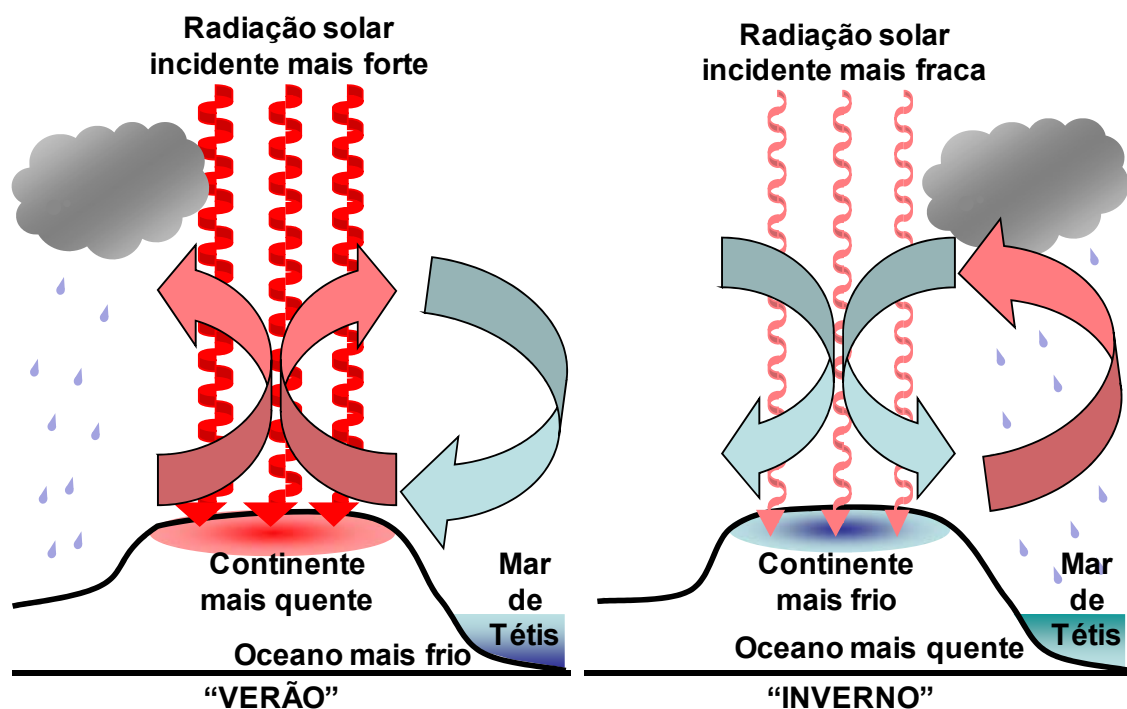


FIG. 4.5. Esquema representativo da influência de um relevo planáltico no estabelecimento de uma circulação monsonica e, por conseguinte, de condições de sazonalidade do regime pluviométrico nas imediações da Península Ibérica durante o Triásico inferior (250 Ma). (© NEVES, 2007)

OTTO-BLIESNER in CROWLY E BURKE (1998) sugere ainda que, à semelhança do que ainda hoje se passa, a variação latitudinal anual da Zona de Convergência Intertropical pode constituir mais um factor responsável pelo possível estabelecimento de condições sazonais de aridez e humidade durante este período de tempo.

A existência de conglomerados com clastos pouco rolados (FIG. 4.5.) na Bacia Algarvia pode ser significativa de transporte curto, de tipo torrencial, tendo a sedimentação provavelmente ocorrido no seio de bacias intramontanhasas.



FIG. 4.6. *Em cima: panorâmica de um afloramento situado perto da localidade de Pirinéu, Algarve, onde é possível observar o contacto entre as litologias paleozóica e triásica (figura humana como escala). Ao lado: pormenor do afloramento triásico, onde se evidencia um conglomerado com clastos pouco rolados (bússola como escala). (© NEVES, 2007)*

No caso das bacias espanholas, as formações referentes ao Triásico são quase sempre relacionadas com sistemas fluviais anastomosados a meandriformes, que deverão estar na origem dos sedimentos arenosos e lutíticos e poucos níveis conglomeráticos com clastos moderadamente a bem rolados. Estes sedimentos denotam, assim, um transporte mais prolongado, o que pode estar relacionado com a maior extensão desses sistemas fluviais relativamente aos da Bacia Algarvia.

É, no entanto, curioso notar a aparente diacronicidade Leste – Oeste no início da sedimentação arenítico-lutítica avermelhada característica do Triásico, tendo-se a mesma aparentemente iniciado no Induano nas Cordilheiras Ibérica e Catalã, no Olenequiano – Anisiano na Cordilheira Pirenaica, no Anisiano na Cordilheira Bética, no Ladiniano médio – superior na Bacia Algarvia e só no Carniano na Bacia Lusitânica. Este facto poderá ficar a dever-se aos primeiros pulsos do rifte continental triásico, evento que terá, também ele, sido diácrono, tendo-se provavelmente iniciado a Leste, propagando-se posteriormente para Oeste (VERA, 2004). A mesma aparente

diacronicidade pode ser notada relativamente ao início da sedimentação carbonatada, os quais resultariam provavelmente das primeiras incursões do Mar de Tétis sobre os bordos meridional, oriental e setentrional da Península Ibérica. Ocorre, também, no Triásico médio a superior, deposição de evaporitos, quer intercalados nas camadas carbonatadas, quer constituindo importantes formações evaporíticas de gesso e/ou salgema, principalmente, como pode ser constatado a partir da observação das colunas estratigráficas que resumem o registo sedimentológico das diferentes bacias sedimentares mesozóicas ibéricas. Segundo PARRISH (1998) a presença de evaporitos sinsedimentares é um dos indicadores paleoclimáticos menos controversos, apontando para a existência de um clima, em regra, árido. É provável que, por altura do Triásico superior, a monção pangeana tenha diminuído a sua acção ou mesmo cessado completamente como resultado da erosão do grande orógeno varisco. Simultaneamente, a microplaca ibérica derivou para Norte, afastando-se cada vez mais dos domínios equatoriais e penetrando no cinturão bioclimático intertropical. Estes dois condicionalismos poderão, por si só, ter sido responsáveis por um incremento na temperatura e aridez da Península Ibérica por altura do Triásico superior e, por conseguinte, pela formação de espessas séries evaporíticas. No entanto, um terceiro elemento pode ainda ter contribuído de maneira determinante para a formação desses evaporitos triásicos: a existência de um rifte continental (FIG. 4.2). Apesar de não constituir uma elevação topográfica à escala da grande cadeia varisca, as encostas de um vale de rifte constituem, ainda assim, um obstáculo à circulação dos ventos de superfície, os quais têm de subir as encostas, arrefecendo e perdendo humidade nesse processo e depois descê-las novamente, aquecendo adiabaticamente e perdendo ainda mais humidade (THOMPSON E TURK, 2005; MIRANDA, 2001; HIDORE E OLIVER, 1993). O ar que circula no interior de um vale de rifte é, pois, bastante seco. Tal

verifica-se hoje em dia no Rifte Este-Africano, onde o interior do vale de rifte é dominado por um clima semelhante ao da savana (PARRISH, 1998). Mesmo que as temperaturas por volta do Triásico médio – superior fossem relativamente moderadas, a existência de um vale de rifte junto à Península Ibérica pode ter proporcionado condições de grande aridez, contribuindo assim para a formação de depósitos evaporíticos mesmo num meio progressivamente mais afectado pelas incursões marinhas do Tétis, o que pode ser deduzido pelas sucessões de carbonatos folhetados do final deste período e início do Jurássico, presentes, por exemplo, no Retiano da Cordilheira Cantábrica, no Retiano – Hetangiano das Bacias Algarvia e Lusitânica e no Hetangiano da Cadeia Ibérica.

4.2. JURÁSSICO

O período Jurássico marca a transição das condições de sedimentação continental vigentes no Triásico para condições de sedimentação essencialmente marinha. Com efeito, a continuação dos esforços distensivos de abertura do Proto-Atlântico Norte e da expansão do Mar de Tétis para ocidente acabam por originar extensas plataformas onde se dá sedimentação essencialmente carbonatada (VERA, 2004). Tal é verificado pelas espessas séries de carbonatos marinhos que datam de todo o Jurássico. As únicas excepções são feitas ao Jurássico superior da Bacia Lusitânica e da Cordilheira Cantábrica, que, a par da deposição de carbonatos marinhos registam ainda a deposição de materiais siliclásticos de origem fluvial, marinha ou mista, como pode ser observado nas colunas estratigráficas que resumem o registo sedimentar destas duas bacias mesozóicas.

A transição entre o Triásico e o Jurássico parece-se ter sido feita de forma gradual, uma vez que ainda durante o Hetangiano – Sinemuriano se podem encontrar concentrações

evaporíticas, como, por exemplo, nos Pirinéus ou na Cadeia Ibérica. Também a presença de calcários recifais sugere a presença de condições ambientais favoráveis ao desenvolvimento destes organismos, pelo que as águas das áreas de plataforma devem ter sido relativamente quentes durante o Jurássico e, por conseguinte, assim deveria ter sido o seu clima, não obstante o facto de a temperatura, ao longo deste período, aparentar ter sido mais baixa relativamente aos restantes (FIG. 4.3.). Pese embora o facto de se ter verificado uma regressão marinha durante o Jurássico inferior (FIG. 4.3.) a proliferação de zonas de mar epicontinental em redor da Península Ibérica durante o Jurássico só foi superada no Cretácico superior, mercê dos diversos pulsos transgressivos desse período de tempo (VERA, 2004). Assim, esta área marinha epicontinental deveria ter proporcionado um clima quente a temperado e relativamente húmido, apesar de a Península Ibérica se situar, na altura, em pleno cinturão bioclimático árido. Ainda assim, a presença de sedimentos marinhos anóxicos, nomeadamente, no Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior (reconhecidos em quase todas as bacias sedimentares ibéricas da altura) e no Kimeridgiano sugere a existência de arrefecimentos pontuais ao longo deste período (ROBLES *et al*, in VERA, 2004).

Principalmente a partir do Jurássico médio, o clima parece ter-se tornado mais húmido, o que pode ser interpretado a partir da presença de carbonatos com carófitas e restos carbonosos nos Pirinéus ou de sedimentos com fracção terrígena, como, por exemplo, a existência de níveis com oólitos ferruginosos na Cordilheira Ibérica, de arenitos deltaicos na Cordilheira Cantábrica ou de alternâncias de argilitos, margas e calcários finos na Bacia Lusitânica, todos indicativos de aporte siliciclástico provavelmente resultante de meteorização continental (PARRISH, 1998).

Outro evento recorrente neste período consiste no aparecimento de níveis sedimentares constituídos por depósitos tempestíticos (Hetangiano – Sinemuriano, na Cordilheira Cantábrica e Kimeridgiano – Titoniano, na Cordilheira Bética), depósitos influenciados por tempestades (Pliensbaquiano superior, na Cordilheira Ibérica) ou depósitos com estratificação *hummocky* (Bajociano, na Cordilheira Bética) indicativos da ocorrência de tempestades mais ou menos violentas ao longo de vários momentos do Jurássico. PARRISH (1998) refere que actualmente, entre as latitudes de 25° - 45°, o desenvolvimento de sistemas de tempestades invernais é comum e de furacões é ocasional (ver ANEXO I). Dada a posição paleogeográfica da Península Ibérica relativamente centrada em redor dos 30° N, é possível que a existência de vários eventos tempestíticos reportados ao Jurássico esteja ligada a essa posição paleogeográfica. Por outro lado, a temperatura tanto dos mares epicontinentais como das áreas continentais deve ter sido suficientemente alta para permitir o estabelecimento de depressões térmicas sobre a Península Ibérica, as quais provavelmente constituiriam mais um factor responsável pela ocorrência dessas tempestades. Por outro lado, é ainda curioso apercebermo-nos da aparente migração para Sul dos eventos tempestíticos ao longo do Jurássico, o que pode – ou não – ter algo a ver com a lenta deslocação da Península Ibérica para Norte. Outro detalhe que suscita curiosidade é a aparente estabilidade espacial dos centros depresionários responsáveis pelo estabelecimento dessas tempestades (Cordilheiras Cantábrica e Ibérica no Jurássico inferior, Cordilheira Bética no Jurássico médio e superior), sensivelmente alinhados a Leste.

Cabe ainda assinalar a descontinuidade do final do Caloviano – início do Oxfordiano, reconhecida em toda a Península Ibérica e que está provavelmente relacionada com uma elevação do continente possivelmente devida a uma pequena fase compressiva (VERA,

2004; TERRINHA *et al*, 2002) o que teria exposto uma maior área continental emersa à meteorização.

4.3. CRETÁCICO

Os esforços provocados pela abertura do Atlântico Norte, do Mar de Tétis e do Golfo da Biscaia, respectivamente a Leste, Sul e Norte da Península Ibérica deverão ter provocado o soerguimento do continente ibérico, levando à exposição de grandes áreas anteriormente imersas enquanto a microplaca ibérica continuava centrada no cinturão bioclimático árido. Assim, como se vê na FIG. 4.2., a sedimentação continuou a ser feita em plataformas e de carácter essencialmente carbonatado, o que atesta a temperatura essencialmente quente deste período, a qual, provavelmente terá resultado das grandes concentrações de CO₂ atmosféricas originadas da desgaseificação litosférica por intermédio da grande actividade vulcânica que terá marcado este período, a qual terá também tido um efeito significativo na elevação do nível médio do mar verificada neste período (FIG. 4.3) (THOMPSON E TURK, 2005; SKINNER *et al*, 2004; PARRISH, 1998). No entanto, como se pode constatar através da observação das colunas estratigráficas que resumem o registo sedimentológico das diferentes bacias sedimentares mesozóicas ibéricas, a abundância de margas e calcarenitos depositados neste período de tempo atesta aparentemente que esta sedimentação carbonatada ocorreu a par de sedimentação siliciclástica, maioritariamente de carácter fluvial mas também de carácter marinho (turbidítico). Este tipo de sedimentação detrítica de cariz essencialmente fluvial, da qual se podem citar como exemplos as sequências cretácicas da Bacia Lusitânica ou da Cordilheira Pirenaica, nomeadamente a presença de carófitas e sedimentos carbonosos em alguns níveis sedimentares dos Pirinéus, e a presença de níveis com oólitos ferruginosos na Cordilheira Ibérica mostra que terá havido

meteorização das áreas continentais emersas, o que, por sua vez, parece indicar que o clima terá sido relativamente húmido (PARRISH, 1998). A existência de alguns níveis evaporíticos, de calcretes e de silcretes vem também atestar o carácter quente e por vezes árido do clima deste período.

No entanto, no que respeita ao registo sedimentar do Cretácico superior dos Pirinéus e das Cordilheiras Ibérica e Catalã, parece haver uma tendência para o estabelecimento de uma zona relativamente mais fria, de clima possivelmente temperado, relativamente à restante Península Ibérica. Esta interpretação baseia-se essencialmente nos níveis de ostreídeos (ver ANEXO II) e de glauconite encontrados nos sedimentos desta idade destas duas bacias sedimentares. É possível que se tenha estabelecido uma zona de *upwelling* ao largo da costa oriental ibérica do Mar de Tétis, o que poderia ter influenciado localmente o clima nessa região.

Por outro lado, a existência de uma passagem oceânica entre o Mar de Tétis, o Atlântico e o Pacífico deverá ter distribuído o calor absorvido pelo oceano por todo o planeta através das correntes oceânicas (THOMPSON E TURK, 2005; SKINNER *et al*, 2004; SKELTON *et al*, 2003), contribuindo assim para uma subida das temperaturas médias a nível global.

Finalmente, cabe ainda salientar a existência de tectitos e microtectitos em alguns níveis do final deste período na Cordilheira Bética, provavelmente relacionados com o impacto meteorítico de Chicxulub, o qual deve ter provocado importantes alterações climáticas a nível global mas que não serão aqui exploradas por se considerar saírem do âmbito desta dissertação..

5

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Como se verificou ao longo desta dissertação, o paleoclima ibérico parece ser pontuado por algumas peculiaridades climáticas que poderão divergir um pouco do padrão herdado pelas grandes faixas bioclimáticas. As hipóteses interpretativas do paleoclima ibérico referidas no capítulo anterior resultam da consideração comparativa e alargada ao âmbito regional dos indicadores paleoclimáticos apresentados em lugar da mais usual consideração dos mesmos a nível meramente local. Desta forma, a evolução paleoclimática da Península Ibérica ao longo da Era Mesozóica que resulta desta análise poderá resumir-se da seguinte forma:

- Clima monsonico de marcada sazonalidade pluviométrica durante o Triásico inferior a médio devido quer a um forte efeito de Fohen originado em resposta à presença de relevos elevados da antiga cadeia varisca, quer devido à posição da Península Ibérica relativamente próxima da faixa bioclimática tropical húmida;
- Clima possivelmente quente mas muito provavelmente bastante árido durante o Triásico superior, essencialmente devido à movimentação da microplaca ibérica em direcção ao cinturão bioclimático árido e ao estabelecimento de um forte efeito de Fohen em consequência da existência de vales de rifte;
- Clima provavelmente quente e relativamente húmido devido à existência de extensas áreas de mar epicontinental. É também provável que se tenham criado condições favoráveis ao estabelecimento mais ou menos frequente de depressões térmicas sobre a Península Ibérica, com a consequente ocorrência de tempestades durante o período Jurássico, ficando os episódios mais intensos/energéticos registados nas sequências sedimentares das Cordilheiras Bética, Ibérica e Cantábrica;

- Clima quente e provavelmente árido durante o período Cretácico devido à localização da Península Ibérica no cinturão bioclimático árido, à inexistência de grandes elevações orográficas e à proliferação de mares epicontinentais, em especial no Cretácico superior. Não se encontram, no registo sedimentar, eventos tempestícos tão frequentes ao longo deste período como o foram ao longo do Jurássico.

O estudo apresentado nesta dissertação consiste, como se disse, na apresentação de hipóteses interpretativas dos dados recolhidos através de revisão bibliográfica. Muito trabalho prático é requerido para validar ou refutar as hipóteses aqui apresentadas, o qual poderia ser levado a cabo por equipas conjuntas do INETI de Portugal e do IGM de Espanha, no sentido da produção conjunta de cartografia actualizada da Península Ibérica, bem como de trabalhos científicos referentes à estratigrafia e sedimentologia ibéricas referentes às diversas eras geológicas.

Por outro lado, visto que o paleoclima ibérico não se resume unicamente à Era Mesozóica, seria bastante interessante a realização de trabalhos de reconstrução do paleoclima paleozóico e cenozóico ante-Quaternário da Península Ibérica. A reconstrução do paleoclima paleozóico deverá ser bastante interessante em virtude da enorme movimentação latitudinal da Península Ibérica e da existência de glaciações paleozóicas, ainda que as reconstruções paleogeográficas possam assumir um carácter mais especulativo em virtude do grande lapso temporal desde os nossos dias até esta era geológica. Quanto à reconstrução do paleoclima cenozóico, apesar da limitada deriva latitudinal da Península Ibérica, o estabelecimento de uma fase orogénica – a Orogenia Alpina – provocou diversas mudanças paleogeográficas e orográficas na área peninsular que deverão ter influenciado o clima na região ibérica mas também podem ter tido influência quer no estabelecimento de correntes oceânicas, como a Corrente do Golfo,

quer de fenómenos atmosféricos como a Oscilação do Atlântico Norte (NAO), hipóteses que se considera serem meritorias de exploração futura.

Os fenómenos que derivam directa ou indirectamente da Tectónica Global actuam a uma escala temporal e espacial tão vasta que as mudanças climáticas por eles provocadas não podem ser evitadas. A deriva continental continua a actuar hoje em dia, fazendo com que a placa eurasiática se desloque progressivamente para Norte. A menos que uma inversão no sentido da deriva continental se verifique no futuro, é provável que, dentro de alguns milhões de anos, a Península Ibérica entre em faixas bioclimáticas de latitudes mais elevadas, caracterizadas por um clima mais frio e húmido. Esta mudança climática não pode ser evitada, apenas mitigada, ao contrário das alterações climáticas mais ou menos bruscas que podem não só ser acauteladas e mitigadas como inclusivamente evitadas.

Existem muitos factores que controlam o clima, os quais actuam a escalas temporais muito diferentes. Aqueles factores que foram discutidos nesta dissertação têm ciclicidades da ordem das centenas a milhares de milhões de anos e, por conseguinte, não são passíveis de controlo pelo engenho humano. Contudo, outros factores há que actuam a escalas muito menores, da ordem das centenas a dezenas de anos, de ordem anual ou, mesmo, diária. Aparentemente, a actividade humana é um destes factores. Contudo, este factor em particular é dos poucos que são passíveis de ser controlados pelo engenho humano. A Humanidade, em geral, e cada um de nós, em particular, deve tentar compreender em que medida o “factor humano” pode ser controlado de forma a evitar alterações climáticas de origem antrópica, envidar esforços no sentido de minorar o impacte que a actividade antrópica tem sobre o clima e adoptar comportamentos e modelos de desenvolvimento sustentável para assegurar o futuro.

6

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, C. A. C. (1985) *Hidrogeologia do Algarve Central*, Dissertação de Doutoramento, Universidade de Lisboa, Lisboa, 332pp.
- Aurell, M.; Robles, D.; Bádenas, B.; Rosales, I.; Quesada, S.; Meléndez, G.; García-Ramos, J. C. (2003) Transgressive-Regressive Cycles and Jurassic Palaeogeography of Northeast Iberia, *Sedimentary Geology*, N.º 162, Elsevier, 239 – 271.
- Barnolas, A.; Pujalte, V. (2004) Definición, límites e subdivisión, in Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 233 – 241.
- Blakey, R. (2006) *Plate Tectonics and Continental Drift: Regional Paleogeographic Views of Earth History*, Northern Arizona University, Department of Geology [online] {<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/RCB.html>} (acedido a 17/06/2007).
- Buchdahl, J. (1999) *Global Climate Change Student Guide, A Review of Contemporary and Prehistoric Global Climate Change*, Atmosphere, Climate & Environment Information Programme, Manchester Metropolitan University, Reino Unido, 99pp.
- Calvet, F.; Anglada, E.; Salvany, J. M. (2004) El Triásico de los Pirineos in Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 272 – 274.
- Carlowicz, M. (2004) Shifting Continents and Climates, *Oceanus Magazine*, Vol. 42, N.º 2 [online] {<http://www.oceanusmag.whoi.edu/v42n2/shiftingland.html>} (acedido a 06/06/2005).
- Clift, P. (2004) Moving Hearth and Heaven: Colliding Continents, the Rise of the Himalayas and the Birth of the Monsoons, *Oceanus Magazine*, Vol. 42, N.º 2 [online] {<http://www.oceanusmag.whoi.edu/v42n2/clift.html>} (acedido a 06/06/2005).
- Crowley, T. J.; Burke, K. C. (ed.) (1998) *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, Oxford University Press, Estados Unidos da América, 285pp.
- Debelmas, J.; Mascle, G. (2002) *As Grandes Estruturas Geológicas*, Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 389pp.
- Dewey, J. F.; Burke, K. C. A. (1973) Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: Products of Continental Collison, *Journal of Geology*, 81, 683 – 692.

- Floquet, M. (2004) El Cretácico Superior de la Cuenca Vasco-Cantábrica y áreas adyacentes *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 299 – 306.
- Ford, D.; Golonka, J. (2003) Phanerozoic Paleogeography, Paleoenvironment and Lithofacies Maps of the Circum-Atlantic Margins, *Marine and Petroleum Geology*, N.º 20, Elsevier, 249 – 285.
- Galopim de Carvalho, A. M. (1984) Aspectos Gerais da Geomorfologia da Península Ibérica, *Geonovas*, Associação Portuguesa de Geólogos, N.º 7, Lisboa, 133 – 142.
- García-Mondéjar, J.; Fernández-Mendiola, P. A.; Agirrezabala, L. M.; Aranburu, A.; López-Horgue, M. A.; Iriarte, E; Martínez de Rituerto, S. (2004) El Aptiense – Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 291 – 296.
- Golonka, J. (2004) Plate Tectonic Evolution of the Southern Margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, N.º 381, Elsevier, 235 – 273.
- Haug, G. H.; Tiedemann, R.; Keigwin, L. D. (2004) How the Isthmus of Panama Put Ice in the Arctic: Drifting Continents Open and Close Gateways Between Oceans and Shift Earth's Climate, *Oceanus Magazine*, Vol. 42, N.º 2 [online] {<http://www.oceanusmag.who.edu/v42n2/haug.html>} (accedido a 06/06/2005).
- Hay, W. W.; Wold, C. N. (1998) The Role of Mountains and Plateaus in a Triassic Climate Model *in* Crowley, T. J.; Burke, K. C. (ed.) *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, Oxford University Press, Estados Unidos da América, 116 – 143.
- Hidore, J. J.; Oliver, J. E. (1993) *Climatology: an Atmospheric Science*, Macmillan Publishing Company, New York, 423pp.
- Lawver, L. A.; Dalziel, I. W. D.; Gahagan, L. M.; Martin, K. M.; Campbell, D. (2002) *Plates 2002: Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day)*, University of Texas Institute for Geophysics [online] {www.ig.utexas.edu/research/projects/plates/} (accedido a 01/08/2006).
- Lewis, D. W.; McConchie, D. (1994) *Practical Sedimentology*; Chapman & Hall, London; 213pp.

- Martín-Algarra, A. (coord); Alonso-Chaves, F. M.; Andreo, B.; Azañon, J. M.; Balanyá, J. C.; Booth-Rea, G.; Crespo-Blanc, A.; Delgado, F.; Diaz de Federico, A.; Estévez, A.; Galindo-Zaldívar, J.; Garcia-Casco, A.; Garcia-Dueñas, V.; Garrido, C. J.; Gervilla, F.; González-Lodeiro, F.; Jabaloy, A.; López-Garrido, A.C.; Martín-Algarra, A.; Martín-Martín, M.; Nieto, J. M.; O'Dogherty, L.; Orozco, M.; Puga, E.; Rodriguez-Cañero, R.; Ruiz-Cruz, M. D.; Sánchez-Gómez, M.; Sánchez-Navas, A.; Sanz de Galdeano, C.; Soto, J. I.; Torres-Roldán, R. L.; Vera, J. A. (2004) Zonas Internas Béticas *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 395 – 437.
- Martín-Algarra, A. (coord); Balanyá, J. C.; Crespo-Blanc, A.; Esteras, M.; Luján, M.; Martín-Algarra, A.; Martín-Martín, M. (2004b) Complejo del Campo de Gibraltar *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 389 – 395.
- Martín-Algarra, A.; Vera, J. A. (2004) La Cordillera Bética y las Baleares en el contexto del Mediterráneo Occidental *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 352 – 354.
- Mélendez, G.; Aurell, M. (2004) El Jurásico de la vertiente sur de los Pirineos *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 277 – 279.
- Miranda, P. M. A. (2001) *Meteorologia e Ambiente, Fundamentos de Meteorologia, Clima e Ambiente Atmosférico*, Universidade Aberta, Lisboa, 321pp.
- Oliveira, J. T. (coord.) (1984) *Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Notícia Explicativa da Folha 7*, Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 77pp.
- Oliver, J. E. (1973) *Climate and Man's Environment, An Introduction to Applied Climatology*, John Wiley & Sons, Inc. Estados Unidos da América, 517pp.
- Otto-Bliesner, B. L. (1998) Effects of Tropical Mountain Elevations on the Climate of the Late Carboniferous: Climate Model Simulations *in* Crowley, T. J.; Burke, K. C. (ed.) *Tectonic Boundary Conditions for Climate Reconstructions*, Oxford University Press, Estados Unidos da América, 100 – 115.
- Parrish, J. T. (1998) *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record*, Columbia University Press, Estados Unidos da América, 338pp.
- Pena dos Reis, R. (2003) *Evolução Geológica da Bacia Lusitânica*, Universidade de Coimbra, Departamento de Ciências da Terra [online] {<http://www.dct.uc.pt/ect/2003ResCursoAPGp5-9.pdf>} (acedido a 13/06/2007).

- Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Pena dos Reis, R.; Whitmarsh, R. B.; Ribeiro, A. (1996) The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 149, 3 – 23.
- Pujalte, V.; Robles, S., García-Ramos, J. C.; Hernández, J. M. (2004) El Malm – Barremiense no marinos de la Cordillera Cantábrica *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 288 – 291.
- Robador, A.; García-Senz, J. (2004) El Cretácico inferior de la vertiente surpirenaica *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 233 – 241 *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 285 – 288.
- Robles, S.; Pujalte, V. (2004) El Triásico de la Cordillera Cantábrica *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 274 – 276.
- Robles, S.; Quesada, S.; Rosales, I; Aurell, M.; García-Ramos, J. C (2004) El Jurásico marino de la Cordillera Cantábrica *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 279 – 285.
- Sánchez-Moya, Y; Sopeña, A. (2004) El Rift Mesozoico Ibérico *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 484 – 522.
- Schettino, A.; Scotese, C. (2002) Global Kinematic Constraints to the Tectonic History of the Mediterranean Region and Surrounding Areas During the Jurassic and Cretaceous *in* Reconstruction of the Evolution of the Alpine-Himalayan Orogen, *Journal of the Virtual Explorer*, N.º 8, 149 – 168.
- Scotese, C. R (2004) A Continental Drift Flipbook, *Journal of Geology*, Vol. 112, University of Chicago, Estados Unidos da América, 729 – 741.
- Sheldon, N. D. (2005) Do Red Beds Indicate Paleoclimatic Conditions?: A Permian Case Study, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, N.º 228, Elsevier, 305 – 319.
- Skelton, P. W.; Spicer, R. A.; Kelley, S. P.; Gilmour, I. (2003) *The Cretaceous World*, Cambridge University Press, Reino Unido, 360pp.
- Skinner, B. J.; Porter, S. C.; Park, J. (2004) *Dinamic Earth, An Introduction to Physical Geology*, 5.ª edição, John Wiley & Sons, Inc., Estados Unidos da América, 584pp.

- Sopeña, A.; De Vicente, G. (2004) Rasgos Generales *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 467 – 470.
- Stampfli, G. M.; Borel, G. D. (2002) A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones, *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17 – 33.
- Teixeira, C.; Gonçalves, F. (1980) *Introdução à Geologia de Portugal*, Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa, 475pp.
- Tejero, R; Fernández-Gianotti, J. (ed.) (2004) CD-Rom anexo ao livro Geologia de Espanha *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Terrinha, P. A. G. (1998) *Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal*, Tese de Doutoramento, University of London, Londres, 430pp.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kullberg, J. C.; Lopes, C.; Rocha, R.; Ribeiro, A. (2002) Compressive Episodes and Fauna Isolation, during Rifting, Southwest Iberia, *The Journal of Geology*, Vol. 110, University of Chicago, Estados Unidos da América, 101 – 113.
- Thompson, G. R.; Turk, J. (2005) *Earth Science and the Environment*, 3.^a edição, Thomson Learning, Inc., Estados Unidos da América, 601pp.
- Vera, J. A. (coord.); Arias, C.; Castro, J. M.; Chacón, B.; Company, M.; Crespo-Blanc, A.; Díaz de Federico, A.; Estévez, A.; Fernández, J.; García-Hernández, M.; de Gea, G. A.; López-Garrido, A. C.; Martín-Algarra, A.; Martín-Chivelet, J.; Molina, J. M.; Morata, D.; Nieto, L. M.; O’Dogherty, L.; Pérez-Lopes, A.; Puga, E; Rey, J.; Rivas, P.; Ruiz-Ortiz, P. A.; Sandoval, J.; Sanz de Galdeano, C.; Vera, J. A.; Vilas, L. (2004) Zonas Externas Béticas *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 354 – 389.
- Vera, J. A.(ed); (2004) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 880pp.
- Vera, J. A.; Martín-Algarra, A. (2004) Divisiones mayores y nomenclatura *in* Vera, J. A. (ed.) *Geología de España*, Sociedad Geológica de España – Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 348 – 350.

Wilson, R. C. L.; Hiscott, R. N.; Willis, M. G.; Gradstein, F. M. (1989) The Lusitanian Basin of West/Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence History, *in* Tankard, A. J.; Balkwill, H. (eds), *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46, 341 – 261.

7

7. ANEXOS

7. ANEXOS

7.1. ANEXO I – Distribuição latitudinal actual de tempestades invernais e furacões (PARRISH, 1998).

Table 3.3.

Latitudinal distributions of present-day winter storms and hurricanes

Latitude	Storm systems
Above 45°	Frequent winter storms, very rare hurricanes
25°–45°	Common winter storms, occasional hurricanes
5°–25°	Occasional winter storms, occasional hurricanes
0°–5°	Very little storm activity of any kind

From Marsaglia and Klein (1983) in *Journal of Geology*, © 1983 by The University of Chicago.

“Occasional” means one to two times a year for winter storms, once every 3000 years for hurricanes.

7.2. ANEXO II – Algumas diferenças entre sedimentos carbonatados tropicais-subtropicais e temperados (LEWIS E McCONCHIE, 1994).

Table 8-5. Some Differences Between Tropical-Subtropical and Temperate Carbonate Sediments

	Tropical-Subtropical	Temperate
Latitude (today)	Between 30°N and 30°S	Between 60°S and 35°S
Mean annual water temperature	>23°C	<20°C
Minimum annual water temperature	About 14°C	<12°C
Dissolved CaCO ₃	Supersaturation to saturation	Under- to supersaturation
Reef structures	Common (mainly coralgal)	Rare (mainly oyster)
Algal mats	Common	Absent or not preserved
Sedimentation Rate	10–100 cm/1000 yr	<5 cm/1000 yr
Major skeletal grains	Calcareous green algae Calcareous red algae Corals (hermatypic) Benthic foraminifera Molluscs	Bryozoans Calcareous red algae Echinoderms Benthic foraminifera Barnacles
Carbonate mud	Common (shallow and deep)	Bivalve molluscs, brachiopods, and serpulid worm tubes
Nonskeletal carbonate grains	Common to abundant	Sparse (deep)
Glauconite	Rare	Rare (some intraclasts, no ooids)
Evaporites and dolomite	Common in arid areas	Common
Primary carbonate mineralogy	Aragonite>Mg-calcite>>calcite	Evaporites absent; dolostones absent; dolomite rare
Main lithification environment	Submarine and subaerial	Calcite>> Mg-calcite>aragonite
Diagenesis	Commonly constructive (precipitation)	Shallow subsurface
Major carbonate cement	Aragonite, Mg-calcite, calcite	Commonly destructive (dissolution, biodegradation)
Major sources of cement	Seawater and solution aragonite grains	Calcite
		Selective and nonselective intergranular solution of skeletal calcite grains

Source: After Nelson 1978, 1988.

8

8. APÊNDICES

8.1. APÊNDICE I – TABELA CRONOESTRATIGRÁFICA (modificado de International Commision on Stratigraphy – ICS – e Porto Editora).

Enotema	Era	Sistema	Época	Andar	Idade (Ma.)	ELG	Glaciação						
Fanerozóico	Paleozóico	Cambrio	Inferior	Tremadociano	488,3 ± 1,7	▶	▶						
					Furongiano			501,0 ± 2,0					
								513,0 ± 2,0					
					Médio			478,6 ± 1,7					
								471,8 ± 1,6					
					Superior			468,1 ± 1,6					
								460,9 ± 1,6					
					Fanerozóico			Ordovício	Superior	Hirmantano	445,6 ± 1,5	▶	▶
											455,8 ± 1,6		
											443,7 ± 1,5		
439,0 ± 1,8													
436,0 ± 1,9													
428,8 ± 2,3													
426,2 ± 2,4													
422,9 ± 2,5													
421,3 ± 2,6													
418,7 ± 2,7													
Fanerozóico	Silúrico	Ludlow	Lufordiano	411,2 ± 2,8	▶	▶							
				416,0 ± 2,8									
				407,0 ± 2,8									
				407,0 ± 2,8									
				397,5 ± 2,7									
				391,8 ± 2,7									
				385,3 ± 2,6									
				374,5 ± 2,6									
				359,2 ± 2,5									
				359,2 ± 2,5									
Fanerozóico	Mesozóico	Jurássico	Inferior	Tauriniano	183,0 ± 1,5	▶	▶						
					189,6 ± 1,5								
					196,3 ± 1,0								
					199,6 ± 0,6								
					203,6 ± 1,5								
					216,3 ± 2,0								
					228,0 ± 2,0								
					237,0 ± 2,0								
					245,0 ± 1,5								
					249,7 ± 0,7								
Fanerozóico	Mesozóico	Jurássico	Médio	Batonian	167,7 ± 3,5	▶	▶						
					171,6 ± 3,0								
					175,6 ± 2,0								
					180,0 ± 1,5								
					183,0 ± 1,5								
					189,6 ± 1,5								
					196,3 ± 1,0								
					199,6 ± 0,6								
					203,6 ± 1,5								
					216,3 ± 2,0								
Fanerozóico	Mesozóico	Jurássico	Superior	Kimeridgiano	150,8 ± 4,0	▶	▶						
					155,0 ± 4,0								
					161,2 ± 4,0								
					164,7 ± 4,0								
					167,7 ± 3,5								
					171,6 ± 3,0								
					175,6 ± 2,0								
					180,0 ± 1,5								
					183,0 ± 1,5								
					189,6 ± 1,5								
Fanerozóico	Paleozóico	Permico	Lopingense	Changhsingiano	253,8 ± 0,7	▶	▶						
					258,8 ± 0,7								
					260,4 ± 0,7								
					265,8 ± 0,7								
					268,0 ± 0,7								
					270,6 ± 0,7								
					275,6 ± 0,7								
					284,4 ± 0,7								
					294,6 ± 0,8								
					299,0 ± 0,8								
Fanerozóico	Paleozóico	Permico	Carbonífero	Pensilvanense	303,9 ± 0,9	▶	▶						
					306,5 ± 1,0								
					311,7 ± 1,1								
					318,1 ± 1,3								
					326,4 ± 1,6								
					345,3 ± 2,1								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
359,2 ± 2,5													
Fanerozóico	Paleozóico	Carbonífero	Mississippense	Viseano	326,4 ± 1,6	▶	▶						
					345,3 ± 2,1								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
					359,2 ± 2,5								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Cenomaniano	93,5 ± 0,8	▶	▶						
					99,6 ± 0,9								
					112,0 ± 1,0								
					125,0 ± 1,0								
					130,0 ± 1,5								
					136,4 ± 2,0								
					140,2 ± 3,0								
					145,5 ± 4,0								
					145,5 ± 4,0								
					145,5 ± 4,0								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Médio	Aptiano	0,126	▶	▶						
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
					15,977								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Inferior	Berriasiano	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico	Mesozóico	Cretácico	Superior	Holocénico	0,0115	▶	▶						
					0,126								
					0,781								
					1,806								
					2,588								
					3,600								
					5,332								
					7,246								
					11,608								
					13,665								
Fanerozóico													