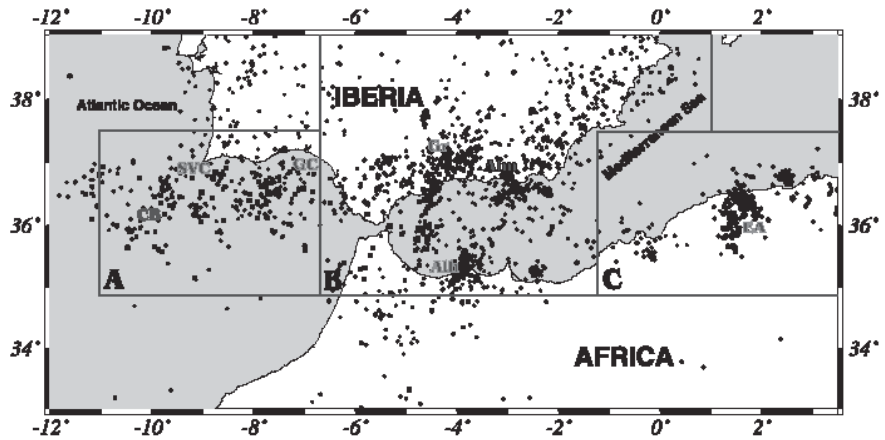


CAPÍTULO II

ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO DA MARGEM SUDOESTE IBÉRIA

Udías *et al.*, 1976; Buforn *et al.*, 1988). Neste contexto, merece uma particular referência, a ocorrência de sismos muito profundos a situados a 630-650 km (Udías, 1988; Buforn e Udías, 1991; Buforn *et al.*, 2004) sob a região da Cadeia Bética. O maior destes sismos, verificou-se em 1954 com epicentro em Granada e atingiu a magnitude de 7.0 (Udías, 1988; Buforn *et al.*, 2004).

Figura II.3 - Distribuição dos epicentros dos sismos ocorridos no período 1980 a 1999 ($m_b \geq 3.5$) correspondentes a profundidades pequenas ($h < 40$ km), intermédias ($40 < h < 150$ km) e muito profundas ($h > 600$ km). GB: Banco de Gorringe; SVC: canhão de S. Vicente; GC: Golfo de Cádiz. (Extraída de Buforn *et al.*, 2004).



No sector português da margem SW Ibérica, a sismicidade concentra-se em três áreas principais (Borges *et al.*, 2001) (Fig. II.4):

- A- Banco de Gorringe
- B- Canhão Submarino de S. Vicente e Planície Abissal da Ferradura
- C- Margem do Algarve: Banco de Guadalquivir

Os registos de sismicidade intrumental refentes ao período de tempo entre 1988 e 1997 (Fig. II.4) mostram que os sismos têm em média magnitude pequena ($M < 5.0$), permitindo classificar esta actividade sísmica como moderada. Porém, a margem SW Ibérica foi abalada em tempo histórico por fortes sismos, alguns deles associados a *tsunamis*, de entre os quais merecem particular destaque, pela destruição que causaram, os sismos de Lisboa em 1755, e de Tavira em 1722, com magnitude estimada, respectivamente, de $M=8.5-8.7$ e $M=7.5$ (Borges *et al.*, 2001), bem como, o *tsunami* de 60-63 AC, que devastou a cidade de Cádiz, e o evento de 1531 que atingiu a costa SW de Portugal (Zitellini *et al.*, 2004). Refira-se ainda, o sismo de 28 de Fevereiro de 1969, com hipocentro localizado-se na Planície Abissal da Ferradura a cerca de 22 km de profundidade e que atingiu a magnitude de 7.9 (Fukao, 1973).

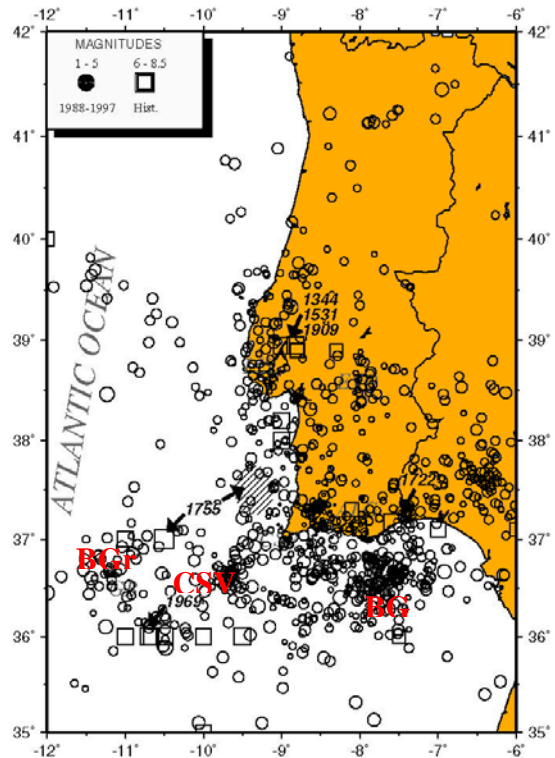


Figura II.4 – Sismicidade instrumental (1988-1997) e localização dos sismos históricos mais importantes (1344-1970). BGr: Banco de Gorringe; CSV: Canhão de S. Vicente; BG: Banco de Guadalquivir. (Extraída de Borges *et al.*, 2001).

As soluções de mecanismos focais disponíveis para sismos com epicentro na região compreendida entre o Banco de Gorringe e o Golfo de Cádiz, permitem avaliar a natureza cinemática das estruturas sismogénicas existentes. Assim, os mecanismos focais predominantes nesta área,

correspondem a eventos de ruptura, a profundidade intermédia, em falhas de cavalgamento, falhas de desligamento ou falhas com ambas as componentes (Cabral, 1995; Borges *et al.*, 2001).

O registo da actividade *tsunamigénica* da margem SW Ibérica (Borges *et al.*; 2001; Luque *et al.*; 2001) baseia-se unicamente em relatos históricos e em estudos de paleossismicidade através da análise depósitos sedimentares atribuídos a ondas de *tsunami*. A frequência destes eventos ao longo dos últimos 2200 anos é baixa (Tab. I.1), no entanto as zonas costeiras do SW Ibérico foram fortemente afectadas pelo destrutivo *tsunami* gerado pelo sismo de 1755.

ANO DO <i>TSUNAMI</i>	LOCAL NO SW IBÉRICO
218-216 BC	Cádiz
210-209 BC	Cádiz
60-36	Cádiz
881	Cádiz
1504	Andaluzia
1531	SW de Portugal
1722	Algarve
1731	Cádiz
1755	SW de Portugal e S de Espanha
1756	Portugal

Tabela I.1 – *Tsunamis* registados no litoral do SW ibérico entre 218-216 AC e 1756. (Dados compilados de Borges *et al.* (2001) e Luque *et al.* (2001)).

Tipicamente, os *tsunamis* desencadeados por sismos são característicos de ambientes convergentes, onde ocorrem rupturas no interior dos espessos prismas acrecionários e nos sedimentos que estão a ser subductados (Bryant, 2001). Esta assumpção coloca relevantes questões acerca da geodinâmica actual da margem SW Ibérica.

Na génese de *tsunamis* podem estar também envolvidos outros mecanismos, como sejam, deslizamentos submarinos ou desestabilização de hidratos de metano.

II.1.1.3. - Sismo e *tsunami* de 1755

Cerca das 9 horas e 30 minutos da manhã do dia 1 de Novembro de 1755, dia de Todos os Santos, Lisboa foi completamente devastada pelo cataclismo mais destrutivo que alguma vez assolou a Europa em tempo histórico (Fig. II.5).



Figura II.5 – Gravura da época de autor anónimo ilustrando a destruição da cidade de Lisboa durante o sismo e o *tsunami* de 1 de Novembro de 1755.

Um violento abalo sísmico, logo seguido de dois outros de igual violência, provocou o desmoronamento da maioria dos edifícios. Cerca de meia hora após os abalos, uma onda de *tsunami* com cerca de 5 m de altura deslocou-se ao longo do rio Tejo e abateu-se sobre a cidade, semeando a destruição. Sucederam-se outras duas ondas separadas entre si cerca de uma hora. Os poucos edifícios que escaparam quase incólumes à violência dos abalos sísmicos e à fúria das águas, foram consumidos por incêndios que lavraram continuamente durante uma semana.

Este cenário de destruição estendeu-se até ao Algarve, Sul de Espanha e Norte de Marrocos. Muitas cidades costeiras foram fortemente atingidas, sofrendo danos avultados: Sagres, Lagos, Cádiz, Huelva, Sevilha, Tanger, Fez, Casablanca, Agadir... O *tsunami* fez-se sentir com o seu

maior ímpeto no SW Ibérico, em particular no Algarve, alcançando uma altura superior a 10 m no Cabo de S. Vicente e galgando as muralhas da cidade de Lagos, situadas 11 m acima do nível do mar, e atingindo em Cádiz a altura máxima de 15 m. Os efeitos do sismo e *tsunami* foram igualmente sentidos em locais tão distantes como a Grã-Bretanha, Bélgica, Suécia e Finlândia. As ondas de *tsunami* viajaram pelo Atlântico até à Madeira, Açores e atingiram as ilhas do Mar das Caraíbas, onde foram registadas ondas com 6.0 a 7.5 m de altura. No total, o sismo e *tsunami* de 1755 terão vitimado cerca de 60 000 pessoas.

O sismo de 1755 terá atingido uma intensidade de X-XI em Lisboa e na região do Cabo de S. Vicente (Baptista *et al.*, 1998a), e uma magnitude do momento estimada de 8.5 a 8.7, inferida com base em mapas de isossistas (Martins e Mendes Victor, 1990). O *tsunami* terá alcançado também uma magnitude estimada de 8.5 a 8.7 (Baptista *et al.*, 1998b).

Vestígios do *tsunami* perduraram em depósitos muito caóticos e heterométricos reconhecidos no Algarve, na Boca do Rio (Andrade, 1992; Dawson *et al.*, 1995), no Sul de Espanha, em Cádiz (Luque *et al.*, 2001; *et al.*, 2002; Whelan e Kelletat, 2005), bem como no SW de Inglaterra nas Ilhas Scilly (Bryant, 2001). Extensos depósitos turbidíticos cobrem a Planície Abissal da Ferradura, apresentando o mais recente destes, idade compatível com o evento de 1755 (Thomson e Weaver, 1994; Lebreiro *et al.* 1997). A cronologia dos turbiditos sugere uma periodicidade de 1000-2000 anos (Gutscher *et al.*, 2006). Abrantes *et al.* (2005) apontam como testemunhos do *tsunami* de 1755 a erosão de cerca de 160-355 anos de registo sedimentar (correspondente à maioria da Pequena Idade do Gelo) e a deposição instantânea de sedimentos heterométricos, ambos identificadas num *core* realizado no depocentro do rio Tejo situado na plataforma continental.

Devido ao facto do sismo e *tsunami* de 1755 se tratarem ocorrências históricas, a localização da sua fonte reveste-se de grandes incertezas, permanecendo envolta em controvérsia e alimentando acesos debates. Várias localizações para o epicentro deste sismo têm sido propostas nos últimos anos. A Tabela II.2 apresenta uma síntese cronológica das diversas localizações sugeridas por diferentes autores desde a década de 60 do século XX, deixando bem patente a polémica que envolve este assunto.

Da análise dessa listagem ressalta o facto da maioria dos autores apontar o sector da margem portuguesa situado a SW do Cabo de S. Vicente, como a zona potencial onde se verificou a ruptura associada a este sismo. A descoberta nesta área de um cavalgamento activo, a Falha Marquês de Pombal (FMP) (Zitellini *et al.*, 1999) e a modelação hidrodinâmica do *tsunami* de 1755 (Baptista *et al.*, 1998b), relançaram o interesse na identificação da fonte e da avaliação do risco sismogénico e *tsunamigénico* da margem SW Ibérica. Inicialmente a FMP foi considerada por Zitellini *et al.* (1999; 2001) uma boa candidata a fonte sismogénica do sismo de 1755, no entanto, esta estrutura (com ~100 km × 70 km) não tem a dimensão requerida para gerar um sismo com a magnitude deste evento. Segundo estimativas efectuadas por Baptista *et al.* (2003), com base nas relações empíricas entre magnitude, ruptura na área fonte e deslizamento na falha, o sismo 1755 exigiria uma área de ruptura entre 17 579 km² e 29 682 km² e um deslizamento entre 11.6 e 17.3 m.

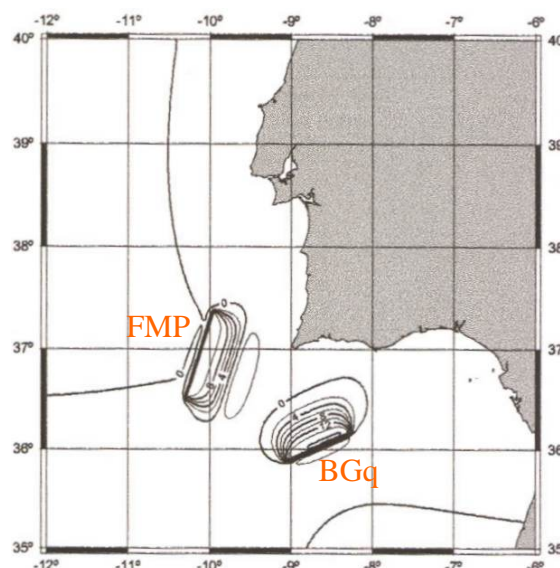
Assim, o modelo defendido por Baptista *et al.* (2003), baseado na modelação hidrodinâmica do *tsunami* de 1755, pressupõe a ocorrência de ruptura múltipla envolvendo a FMP e a falha que limita o flanco Sul do Banco de Guadalquivir (Fig. II.6), ambas conectadas em profundidade por uma superfície de acomodação. Com base na distribuição dos hipocentros de sismos, Zitellini *et al.* (2001) inferiram a presença próximo da FMP de uma superfície situada a cerca de 16-18 km de profundidade (Fig. II.7). Também Martinez Solares e López-Arroyo (2004) sugeriram que o evento de 1755 terá sido provocado por ruptura múltipla, de modo a explicarem a longa duração do

sismo descrita nos relatos históricos, por exemplo, em Lisboa, foram sentidos três abalos sísmicos durante 9 minutos (Baptista *et al.*, 1998a).

ANO	AUTOR	MÉTODO UTILIZADO	LOCALIZAÇÃO PROPOSTA PARA A FONTE DO SISMO E TSUNAMI DE 1755
1966	<i>Machado</i>	Integração dos relatos dos danos provocados no Norte de África e dos efeitos sentidos nas ilhas Canárias e em Cabo Verde.	Banco de Gorringe, a SW do Cabo de S. Vicente.
1976	<i>Udías et al.</i>	Análise do mapa de isossistas do sismo de 1755.	Escarpa situada a SW do Cabo de S. Vicente, e identificada somente em 1999 por Zitellini. <i>et al.</i> como um cavalgamento activo (Falha Marquês de Pombal).
1988	<i>Buform et al.</i>	Análise do mapa de isossistas do sismo de 1755 e localização da actividade actual.	<i>Offshore</i> do Cabo de S. Vicente.
1989	<i>Moreira</i>	Localização da actividade sísmica.	Banco de Gorringe.
1991	<i>Levret</i>	Análise do sismo de 1969.	Ruptura no mesmo local do sismo de 28-2-1969.
1994	<i>Ribeiro</i>	Análise de dados sismotectónicos e das descrições do sismo e <i>tsunami</i> de 1755.	Situada na região a SW do Cabo de S. Vicente.
1998b	<i>Baptista et al.</i>	Modelação hidrodinâmica do <i>tsunami</i> com base na compilação dos seus parâmetros obtidos a partir de relatos históricos.	Fonte do <i>tsunami</i> situada próximo da costa portuguesa, algures na plataforma continental entre o Banco de Gorringe e o Cabo de S. Vicente.
1999	<i>Zitellini et al.</i>	Interpretação de linhas sísmicas de multicanal.	Ruptura numa estrutura tectónica activa situada entre o Banco de Gorringe e o Cabo de S. Vicente: a Falha Marquês de Pombal.
2001	<i>Mader</i>	Modelação hidrodinâmica da geração e propagação do <i>tsunami</i> .	Zona de ruptura próximo da referente ao sismo de 1969 na Planície Abissal da Ferradura.
2002	<i>Gutscher et al.</i>	Interpretação de linhas sísmicas multicanal no Golfo de Cádiz e dados de tomografia sísmica da região de Gibraltar.	Ruptura sob a região do Arco de Gibraltar, associada a uma subducção activa mergulhante para Este, segundo o modelo defendido por estes autores.
2003	<i>Vilanova et al.</i>	Análise dos relatos da época sobre os efeitos dos abalos sísmicos no Vale do Tejo.	Ruptura múltipla numa estrutura <i>offshore</i> (não especificada) e na Falha do Vale do Baixo Tejo.
2003	<i>Terrinha et al.</i>	Interpretação de linhas sísmicas multicanal.	Falha Marquês de Pombal conectada em profundidade com um sistema de falhas de cavalgamento NE-SW situado a NW deste acidente.
2003	<i>Baptista et al.</i>	Modelação numérica do <i>tsunami</i> e interpretação de linhas sísmicas multicanal.	Ruptura múltipla na Falha Marquês de Pombal e no Banco de Guadalquivir.
2006	<i>Gutscher et al.</i>	Modelação numérica do <i>tsunami</i> e interpretação de linhas sísmicas multicanal.	Zona de subducção sob Gibraltar, possivelmente em combinação com uma fonte adicional situada na extremidade NW do Golfo de Cádiz.

Tabela II.2 – Historial das diferentes propostas de localização da fonte do sismo e *tsunami* de 1755, segundo vários autores.

Figura II.6 – Localização das estruturas candidatas a fonte do *tsunami* de 1755, considerando o modelo de ruptura múltipla na Falha Marquês de Pombal (FMP) e no Banco de Guadalquivir (BGq). O deslocamento inicial para estas fontes é expresso em metros. (Extraída de Baptista *et al.*, 2003).



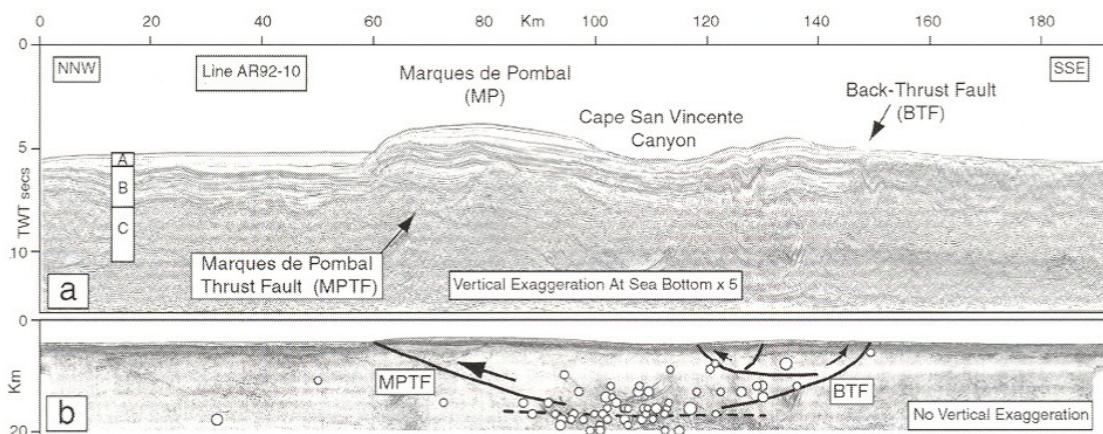


Figura II.7 – Linha sísmica multicanal (a) e convertida em profundidade (b). Estão projectados os hipocentros dos sismos registados desde Março de 1995 numa rede de 14 estações localizadas na área do Cabo de S. Vicente. Verifica-se que, o *hanging-wall* da FMP apresenta uma morfologia em antifforma entre 60-100 km. Entre os 60 e 80 km as reflexões do plano da FMP são reconhecidos até uma profundidade de 8 segundos *twt* (cerca de 11 km de profundidade), com uma inclinação média aparente de 20° SSE. A 110-150 km, uma segunda estrutura activa caracterizada por dobramento complexo é observada. O padrão de dobramento aponta para um plano mergulhante para NNW de uma falha *backthrust* mais profunda. (Extraída de Zitellini *et al.*, 2001).

Este modelo de dupla fonte produz, porém, uma discrepância entre os valores dos parâmetros do *tsunami* obtidos e os valores observados que constam no registo histórico da época (Baptista *et al.*, 2003). Outros modelos têm sido propostos na tentativa de obter um melhor ajuste com os dados históricos, como sejam o modelo defendido por Gutscher *et al.* (2002; 2006) que propõe a génese do sismo e *tsunami* de 1755 na zona de subducção activa mergulhando para Este sob Gibraltar, possivelmente em associação com uma estrutura ENE-WSW existente na extremidade Norte do Golfo de Cádiz.

Salienta-se o esforço que tem sido concedido ao longo dos últimos anos à investigação da fonte sísmogénica e *tsunamigénica* do evento de 1755, por parte de diversos autores, entre os quais, Ribeiro (1994), Baptista *et al.* (1998a; 1998b; 2003), Zitellini *et al.* (1999; 2001; 2004), Gutscher *et al.* (2002; 2006), Terrinha *et al.* (2003), Grácia *et al.* (2003a; 2003b).

II.1.2. – Factores que controlaram a evolução cenozóica da margem SW Ibérica

Ao esboçar um modelo que pretenda explicar a evolução geodidâmica da margem SW Ibérica no decurso do Cenozóico, três aspectos fundamentais deverão ser tidos em consideração, pois exerceram um forte controlo, condicionando essa evolução. Destacam-se então, os seguintes aspectos:

- 1- *Estrutura herdada dos episódios de rifting Mesozóico.* As falhas normais geradas durante essa fase de distensão foram posteriormente, no Cenozóico, sujeitas a inversão tectónica decorrente da fase compressiva alpina.
- 2- *Modificações na trajectória de convergência das placas África e Eurásia durante o Cenozóico,* sobretudo na região do Mediterrâneo Ocidental e SW da Ibéria, devido à interacção destas duas grandes placas com a placa Ibérica.

- 3- *Efeitos da Orogenia Alpina no Mediterrâneo Ocidental*, em particular os associados à génese da cadeia orogénica Béticas-Rif e do Mar de Alboran. A proximidade das margens Sul e SW portuguesas desta cadeia orogénica, e as repercussões tectónicas que a sua origem e desenvolvimento tiveram na evolução cenozóica destas margens deverão ser consideradas, salientando-se que o prolongamento *offshore* das Béticas-Rif estende-se para Oeste do Estreito de Gibraltar, no Golfo de Cádiz.

II.1.2.1. – Evolução mesozóica do SW da Ibéria: *Rifting* e acrecção oceânica

II.1.2.1.1. – A Ibéria no quadro evolutivo do Mediterrâneo Ocidental e da abertura do Atlântico Central

A evolução Mesozóica do Sul da Ibéria foi guiada e constringida pelos movimentos das placas maiores que a cercavam (África, Eurásia e América) (Dewey *et al.*, 1989; Srivastava *et al.*, 1990). Assim, no quadro distensivo geral que caracterizou o Mesozóico, verificou-se a separação entre a Ibéria e as placas Africana e Americana, induzida por diversos episódios de *rifting* precussores da abertura do Neo-Tétis e do Atlântico Central.

A fase de *rifting* decorrente da reorganização das placas, prolongou-se desde o Triássico Superior até ao Jurássico Inferior, e foi expressa na região do Mediterrâneo pela prolongada e complexa interacção entre as placas África e Eurásia, na qual estiveram envolvidos processos de abertura e posterior consumo de duas grandes bacias oceânicas, o Paleo-Tétis (na sua maioria Paleozóico) e o Neo-Tétis (Paleozóico Superior-Mesozóico) (Cavazza *et al.*, 2004; Stampfli e Borel, 2004) (Fig. II.8).

O domínio oceânico do Neo-Tétis iniciou-se no Pérmico na parte mais oriental do Mediterrâneo, separando progressivamente as margens continentais do Gondwana (a Sul) e da Eurásia (a Norte) (ex. Rosenbaum *et al.*, 2002; Stampfli e Borel, 2004). A abertura do Neo-Tétis na parte ocidental do Mediterrâneo iniciou-se durante o Jurássico, quando começou a acrecção oceânica no Atlântico Central, cujo início terá tido lugar há 180 Ma (Fig. II.8) (Olivet *et al.*, 1984). Nestes processos de *rifting* na região mediterrânica estiveram também envolvidas bacias oceânicas menores como o Oceano Ligúrico e o Tétis-Alpino (Rosenbaum *et al.*, 2002; Cavazza *et al.*, 2004; Stampfli e Borel, 2004) (Fig. II.8). O Oceano Ligúrico (Fig. II.8) situava-se a SW, entre África, Ibéria e um bloco denominado Adria, e foi gerado como consequência de um movimento transcorrente esquerdo entre a Ibéria e África-Adria associado à abertura do Atlântico Central. A acrecção oceânica no Oceano Ligúrico só se tornou efectiva no Cretácico Inferior quando a bacia foi incorporada como margem passiva no domínio Ibéria-África-Adria (Stampfli e Borel, 2004). O Tétis-Alpino (Fig. II.8) situava-se a NE do Oceano Ligúrico e a Norte do bloco Adria. Colocam-se duas hipóteses quanto à sua origem (Stampfli e Borel, 2004): ou este existiria previamente como a parte mais ocidental do Neo-Tétis, ou ter-se-á formado no Triássico Superior como consequência do mesmo movimento transcorrente que originou o Oceano Ligúrico.

Como consequência desta fase de *rifting* mesozóico, África moveu-se numa direcção ESE-WNW a E-W paralela à zona de fractura Açores-Gibraltar, tendo a falha transformante da Glória funcionado como a grande fronteira tectónica durante no Jurássico (Maldonado *et al.*, 1999).

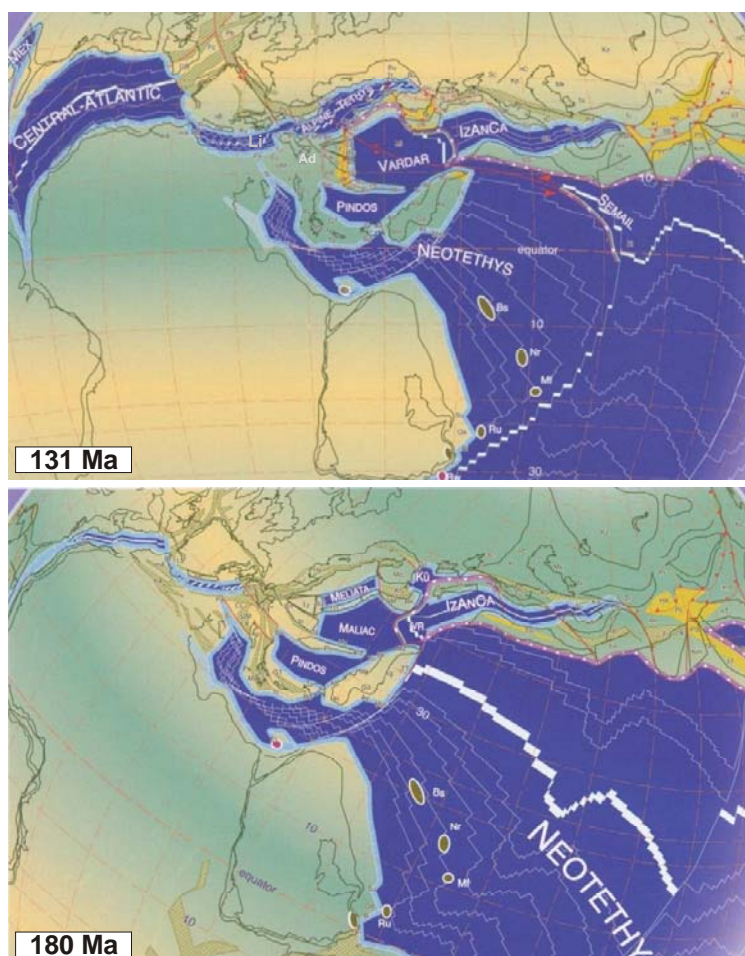


Figura II.8 – Reconstituição paleogeográfica do Neo-Tétis há 180 Ma (Toarciano-Aaleniano), Atlântico Central e Oceanos Tétis-Alpino e Ligúrico (Li) há 131 Ma (Valanginiano-Hauteriviano). Ad: bloco Adria. (Extraída de Stampfli e Borel, 2004).

II.1.2.1.2. – Rifting no SW Ibérico

A reconstituição da cinemática de placas mostra que durante o Triássico, o Sul da Ibéria constituía parte dos sistemas de *rift* relacionados com a abertura do Neo-Tétis, resultantes da reactivação das zonas de fracturas herdadas da orogenia Varisca (Ziegler, 1988) como falhas extensionais. Este *rifting* Triássico conduziu ao desenvolvimento das margens continentais do Sul da Ibéria e Norte de África. O vulcanismo básico esteve associado a este processo de *rifting* e está representado na margem do Golfo de Cádiz. A tectónica extensional pós-vulcanismo ocorreu numa direcção SSW, rodando depois para SE (Maldonado *et al.*, 1999).

Desde o Jurássico até ao Cretácico Inferior o regime transtensivo esquerdo induzido pelo movimento de África para Este em relação à Eurásia (Dewey, *et al.*, 1989), provocou estiramento da crosta continental do Sul da Ibéria, reactivando as falhas tardi-variscas, orientadas NE-SW, como falhas extensionais. Este regime transtensivo geral, que reinou durante o Mesozóico, foi interrompido no Jurássico Inferior, na passagem Jurássico Médio-Superior e no Cretácico Inferior, quando se registaram curtos episódios de inversão tectónica, bem documentados na Bacia emersa do Algarve (Terrinha, 1998). No entanto, vestígios do padrão original do *rift* mesozóico da margem Ibéria foram parcialmente obliterados durante as fases sucessivas de deformação que esta região sofreu a partir do Cretácico Superior (Olivet, 1996). Esta deformação alcançou o seu

período mais intenso entre o Cretácico Superior e o Paleogénico inferior, quando se registaram os episódios mais importantes de inversão tectónica e levantamento (Terrinha, 1998).

II.1.2.2. – Convergência das placas Ibéria-África-Eurásia durante o Cenozóico

Desde o **Cretácico Superior**, que o domínio Ibéria-África-Adria experimentou uma rotação no sentido anti-horário relativamente à Europa Central associada com a abertura do Atlântico Sul. Como resultado deste movimento o domínio Tétis-Alpino Ocidental foi cavalgado pelo bloco Adria e possivelmente pela parte Norte do Oceano Ligúrico (Stampfli e Borel, 2004) (Fig. II.9). A destruição do Tétis-Alpino Ocidental bloqueou o Oceano Ligúrico entre os domínios de África, Ibéria, Europa Central e Adria. A continuação desta convergência entre as placas África e Eurásia pode ter provocado o início da subducção orientada NW do Oceano Ligúrico ao longo da margem Oriental Ibérica no Cretácico Superior (Faccenna *et al.*, 2001).

No Cretácico Superior ocorreu também a abertura do Golfo da Biscaia que provocou a rotação anti-horária da Ibéria (~30°) e a sua deslocação progressiva para Oeste (Sanz de Galdeano, 2000).

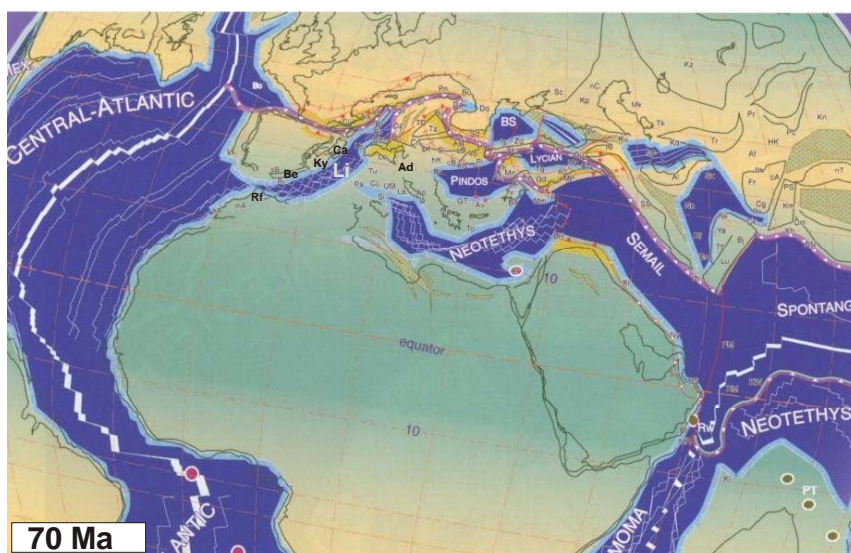


Figura II.9 - Reconstituição paleogeográfica das zonas de subducção Alpinas há 70 Ma (Maastrichtiano). Li: Oceano Ligúrico; Be: Béticas, Rf: Rif; Ky: Kabylies; Ca: Calábria; Ad: bloco Adria. (Extraída de Stampfli e Borel, 2004).

No **Eocénico inferior** o movimento de África é dirigido para Norte (Dewey *et al.*, 1989) e no final do Eocénico o Oceano Atlântico apresentava já uma configuração idêntica à actual (Olivet *et al.*, 1984). Durante o Eocénico, o Oceano Ligúrico ficou aprisionado entre África e Eurásia como resultado da lenta convergência entre estas duas placas (Cavazza *et al.*, 2004). Na Ibéria, o Eocénico foi marcado por grandes deformações nos Pirinéus e subducção de crosta oceânica ibérica no Golfo da Biscaia (Sanz de Galdeano, 2000).

No **Oligocénico**, a abertura da bacia de Valência poderá ter provocado o início da subducção no Mediterrâneo Ocidental, ao constranger ainda mais o Oceano Ligúrico, já bloqueado pela convergência África-Eurásia (Cavazza *et al.*, 2004). Neste período a Ibéria começou a mover-se solidariamente com a Europa e verificou-se uma compressão orientada N-S a NW-SE nos Pirinéus (Sanz de Galdeano, 2000). Após o Oligocénico inferior, a fronteira de placa África-Eurásia posicionou-se na transformante Açores-Gibraltar (Fonseca e Long, 1991), funcionando a Falha da Gloria como desligamento direito desde essa época (Olivet *et al.*, 1984).

Durante o **Miocénico** ocorreu uma mudança na direcção de convergência entre África e Eurásia, passando África a mover-se para Norte relativamente à Europa. Dados regionais indicam que durante o Tortoniano superior a compressão induzida pela convergência África-Ibéria estava orientada NW-SE na região do SW Ibérico, rodando para N-S no final do Tortoniano superior e Pliocénico inferior, e posteriormente para NNW-SSE durante o resto Pliocénico e Plistocénico (Maldonado *et al.*, 1999).

II.1.2.3. – Orogenia Alpina no Mediterrâneo Ocidental: génese da Cadeia Bética e do Arco de Gibraltar

Geologicamente, o quadro actual do domínio mediterrânico constitui um mosaico complexo, formado pela combinação de domínios oceânicos e continentais com diferentes afinidades, gerados em diferentes episódios tectónicos e associados em sistemas de orogénicos interligados, bacias *back-arc* e bacias de ante-país (*foreland basin*) (Cavazza *et al.*, 2004). Para esta complexidade contribuiu a presença de vestígios de crosta oceânica do Neo-Tétis no Mediterrâneo Oriental e no Mar Jónico, bacias oceânicas neoformadas no Mediterrâneo Ocidental e mares pouco profundos, tais como o Adriático (Cavazza *et al.*, 2004).

Neste contexto tectónico complexo formou-se no Mediterrâneo Ocidental, a Cadeia Bética-Rif. Esta consiste num orógeno em forma de arco, o Arco de Gibraltar, cuja formação envolveu simultaneamente, a migração de mantos de carreamento através de tectónica pelicular (*thin-skinned*) e a deformação extensional nas partes internas deste orógeno dando origem ao Mar de Alboran (ex. Platt e Vissers, 1989; Comas *et al.*, 1992) (Fig. II.10).

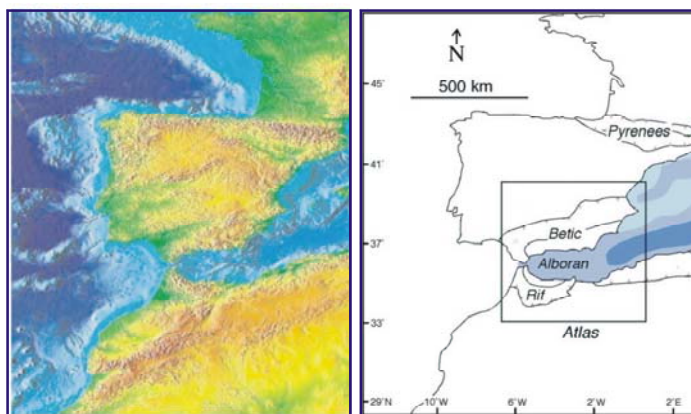


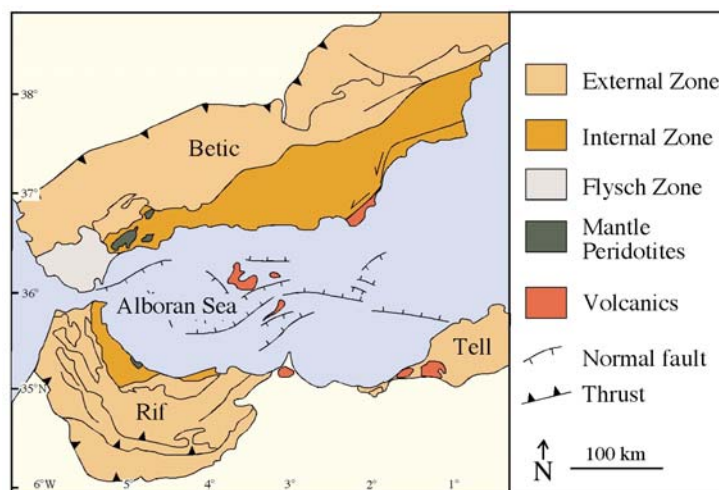
Figura II.10 – Topografia da região do Mediterrâneo Ocidental (à esquerda) e localização da Cadeia Béticas-Rif e do Mar de Alboran (à direita). (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).

II.1.2.3.1. – Domínios estruturais da Cadeia Bética

A Cadeia Bética é composta por três domínios tectónicos pré-Miocénicos, identificados com base em critérios litológicos, tectónicos e paleogeográficos (ex. Sanz de Galdeano, 1990; 2000; Sanz de Galdeano e Vera, 1991; Comas *et al.*, 1999; Rosenbaum *et al.*, 2002; Cavazza *et al.*, 2004; Frizon de Lamotte *et al.*, 2004) (Fig. II.11):

- 1- Zona Interna ou Domínio de Alboran.
- 2- Zona Externa.
- 3- Unidades de *Flysch*.

Figura II.11 – Mapa geológico simplificado da Cadeia Béticas-Rif e do Mar de Alboran. (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).



1 - Zona Interna ou Domínio Crustal de Alboran: compõe igualmente a Zona Interna da Cadeia do Rif (Chalouan *et al.*, 2001) e a Bacia do Mar de Alboran (Comas *et al.*, 1999). Inclui três complexos de mantos de carreamento sobrepostos e apresentando diferentes graus de metamorfismo, sendo em ordem ascendente, *Nevado-Filábride*, *Alpujárride* e *Malaguide* (Fig. II.12).

O *Nevado-Filábride* está apenas representado nas Béticas (Sanz de Galdeano, 1990) e é composto por rochas paleozóicas metamorfizadas (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2000). Distinguem-se dois complexos, *Mulhacen* e *Veleta*, sobrepondo-se o primeiro ao segundo (Michard *et al.*, 2002). O complexo Mulhacen inclui meta-serpentinóis, meta-gabros e fragmentos de meta-basaltos indiciando tratar-se de crosta oceânica (Puga *et al.*, 1999) ou crosta transicional ibérica metamorfizada (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2000). O complexo de Veleta corresponde a xistos paleozóicos polimetamorfizados e a metassedimentos cenozóicos originados nas partes distais da Margem Ibérica (Andrieux *et al.*, 1989).

O *Alpujárride* corresponde a um terreno exótico, alóctone, e apresenta séries sedimentares datadas do Paleozóico e Mesozóico, principalmente do Triássico (Martín e Braga, 1987), fortemente afectadas por metamorfismo alpino de alta pressão/baixa temperatura, que evolui da fácies xistos azuis/eclogito para fácies de xistos verdes (Michard *et al.*, 2002). Na parte superior deste complexo são identificados peridotitos, os “peridotitos de Ronda” (Platt e Vissers, 1989; Vissers *et al.*, 1995; Platt *et al.*, 2003a) (Fig. II.11).

O *Malaguide* é constituído por rochas pérmicas cobertas por séries sedimentares do Jurássico, Cretácico e Cenozóico, muito desenvolvidas em comparação com os dois complexos subjacentes, registando-se no entanto, a ocorrência de numerosos hiatos (Sanz de Galdeano *et al.*, 2001). Este complexo exhibe apenas metamorfismo de muito baixo grau que afecta somente as suas formações paleozóicas (Azañón *et al.*, 1997).

O metamorfismo de alta pressão-baixa temperatura que caracteriza os complexos Alpujárride e Nevado-Filábride traduzem a acção de processos de convergência, subducção e colisão continental. No que se refere ao complexo Alpujárride, este episódio metamórfico terá ocorrido durante o Cretácico Superior ou Paleogénico (Azañón *et al.*, 1997). O posterior metamorfismo de baixa pressão/alta temperatura registado em algumas partes deste complexo parece estar relacionado com um episódio de exumação das suas zonas profundas, considerado do Miocénico inferior e médio (Garcia-Dueñas *et al.*, 1992; Platt e Whitehouse, 1999; Platt *et al.*, 2003b). O

Alpujárride sofreu no Miocénico inferior extensão e adelgaçamento crustal dando origem à Bacia do Mar de Alboran (Platt e Vissers, 1989). Recentemente, Platt *et al.* (2006) defendem que complexo o Nevado-Filábride sofreu metamorfismo de alta pressão no Miocénico inferior devido à subducção de crosta continental.

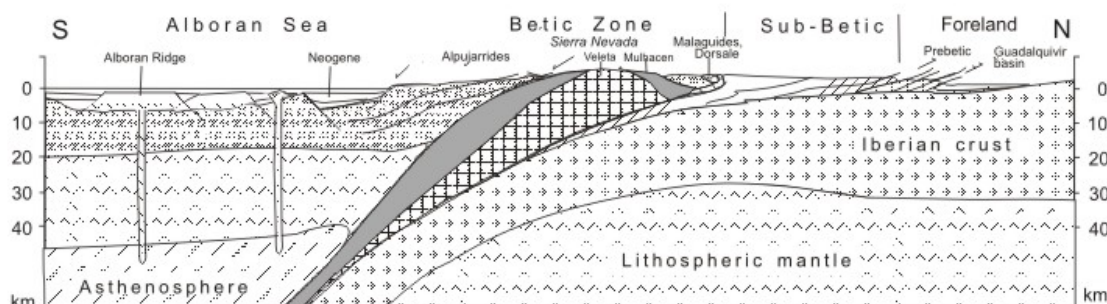


Figura II.12 – Corte esquemático ao longo da Cadeia Bética mostrando as relações tectonostratigráficas entre os complexos que compõem a Zona Interna das Béticas. (Extraída de Michard *et al.*, 2002).

2 - Zona Externa: compreende a **Unidade Prebética** (a Norte) e a **Unidade Subbética** (a Sul) (Fig. II.11), formadas por rochas sedimentares do Meso-Cenozóico depositadas na paleomargem continental do Sul da Ibéria (Lonergan e White, 1997). A unidade Prebética é considerada como a cobertura autóctone ou paraúctone da Meseta Espanhola e é formada por depósitos de plataforma continental de idade mesozóica ou cenozóica, enquanto que a unidade Subbética inclui sedimentos de águas profundas do Cretácico ao Paleocénico associados com rochas vulcânicas basálticas que podem ter sido originadas numa bacia de *rift* no Jurássico Médio.

A unidade Subbética inclui ainda a *Unidade Alóctone do Guadalquivir*, na qual estão envolvidos e misturados de modo caótico evaporitos do Triássico, margas e calcário do Cretácico Inferior, sedimentos pelágicos profundos do Cretácico Superior-Paleogénico, margas do Aquitaniano ao Tortoniano, estando ausentes sedimentos do Jurássico (Flinch *et al.*, 1996; Flinch, 2004). Esta unidade sobrepõe-se a arenitos do Serravaliano a Tortoniano inferior e está coberta por sedimentos clásticos do Miocénico terminal a Pliocénico-Plistocénico (Flinch *et al.*, 1996). Foi interpretada inicialmente como um olistostroma ou *mélange* (ex. Perconing, 1962) e posteriormente como um complexo acrecionário (Flinch *et al.*, 1996; Flinch, 2004).

A Zona Externa não apresenta evidências de metamorfismo e foi deformada por tectónica pelicular (*thin-skinned*) desde o início do Miocénico inferior (Aquitaniano) (García-Dueñas *et al.*, 1992) até ao Pliocénico, de que resultou uma sequência de empilhamento em *piggyback*, tendo sido a Unidade Alóctone do Guadalquivir a primeira a ser empilhada (Flinch *et al.*, 1996). No Tortoniano a unidade Subbética foi carreada sobre a unidade Prebética (Sanz de Galdeano, 1990).

3 - Unidades de *Flysch*: consistem na sua maioria, em depósitos turbidíticos profundos do Cretácico Inferior ao Miocénico inferior (Crespo-Blanc e Campos, 2001), não metamorfizados e cavalgados sobre a Unidade Subbética (Fig. II.11). Estes materiais são alóctones, originalmente depositados numa bacia situada no Norte de África (Durand-Delga, 1972 *in* Serrano *et al.*, 2006) e desenvolvida sobre crosta oceânica ou crosta continental adelgada. Estas unidades afloram actualmente na região do Campo de Gibraltar e em menor extensão em alguns locais situados entre a Zona Interna e a Zona Externa (Sanz de Galdeano, 1990).

Para além destes três domínios crustais que compõem a Cadeia Bética, destaca-se ainda a presença de bacias neogénicas relacionadas com a evolução deste orógeno desde o Miocénico médio. As bacias neogénicas correspondem a bacias intermontanhosas desenvolvidas na Zona Interna e na Zona Externa que sofreram soerguimento e se encontram preenchidas por depósitos neogénicos sin-orogénicos e pós-orogénicos (Sanz de Galdeano e Vera, 1991). O preenchimento destas bacias demonstra que a maioria do levantamento da Cadeia Bética teve lugar antes do Pliocénico inferior (Braga *et al.*, 2003).

A Bacia do Guadalquivir corresponde também a uma bacia neogénica, mas diferenciando-se das bacias contemporâneas pela sua maior dimensão e por se tratar da bacia de ante-país (*foreland basin*) do orógeno Bético. Surge alongada segundo ENE-WSW e limitada a Norte pelo Maciço Ibérico e a Sul pela Cadeia Bética. Esta bacia correlaciona-se apenas com os estádios tectónicos finais da formação da Cadeia Bética, desde o Miocénico médio (Langhiano) (García-Castellanos *et al.*, 2002).

II.1.2.3.2. – Síntese da evolução tectónica da Cadeia Bética

A história evolutiva dos domínios crustais que actualmente constituem as Béticas ocorreu em estreita relação com os eventos tectónicos relacionados com a Orogenia Alpina que tiveram lugar no Mediterrâneo Ocidental desde o Cretácico Superior.

Tradicionalmente, as reconstituições paleogeográficas efectuadas para o Sudeste da Ibéria durante o Jurássico e o Cretácico Superior assumem que o futuro Domínio de Alboran estava posicionado nessa época a Este da Margem Ibérica (ex. Balanyá e Garcia-Dueñas, 1987; Sanz de Galdeano, 1990; Martínez-Martínez e Azañón, 2002) e incluem este terreno num bloco continental denominado Alkapeca, em conjunto com os domínios de Kabylas, Peloritani e Calábria (Bouillin *et al.*, 1986) (Fig. II.13), que constituía a parte Ocidental de um prisma acrecionário Alpino (Martínez-Martínez e Azañón, 1997). No entanto, existem hipóteses distintas no que se refere ao posicionamento do domínio Alkapeca no contexto mediterrânico. Assim, alguns autores defendem que este domínio fazia parte da margem Oriental da Ibéria-Sardanha-Córsega (ex. Bouillin *et al.*, 1986; Sanz de Galdeano, 1990), enquanto que outros, o consideram como um bloco continental individual limitado por dois braços do oceano Ligúrico (ex. Andrieux *et al.*, 1989).

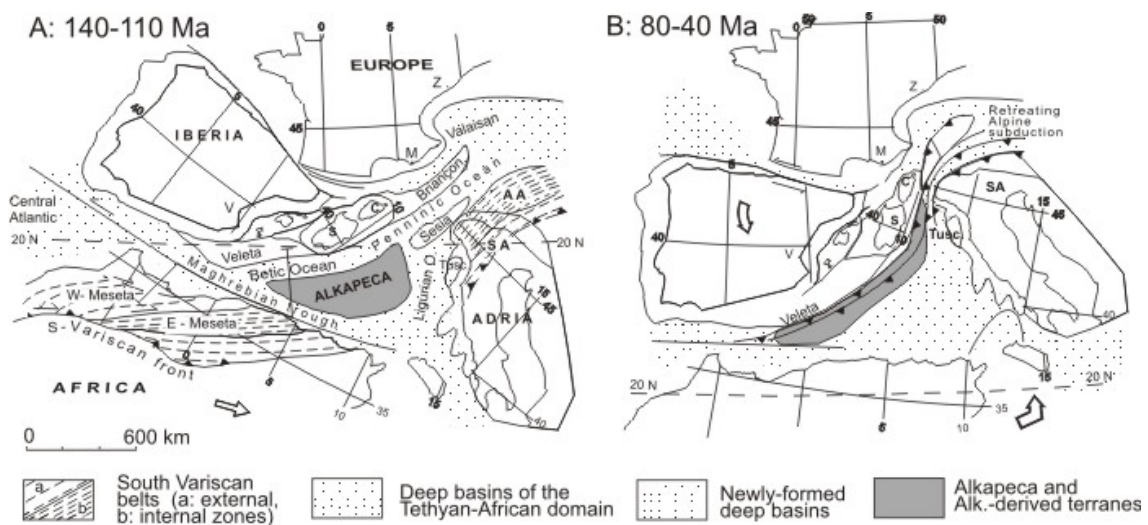


Figura II.13 – Interpretação paleogeográfica da posição e movimentação do domínio Alkapeca, do qual faria parte o futuro Domínio de Alboran, no Cretácico Inferior (A) e no Cretácico Superior-Eocénico (B). (Extraída de Michard *et al.*, 2002).

Independentemente do modelo de reconstituição paleogeográfica proposto para o Domínio de Alboran, constata-se que os três complexos que o compõem actualmente (Nevado-Filábride, Alpujárride, Malaguide), apresentam histórias estratigráficas e tectonometamórficas distintas. Sanz de Galdeano (2000) refere que o complexo Nevado-Filábride não apresenta qualquer semelhança estratigráfica ou paleogeográfica com os terrenos de Alkapeca, tendo um carácter único. Assim, Michard *et al.* (2002) propuseram uma reconstituição que, embora considerando o Alpujárride como um terreno alóctone, sugerem que o Nevado-Filábride constituiria a parte distal da paleomargem Ibérica. Assim, os dois complexos que compõem o Nevado-Filábride, o complexo de Veleta e o complexo de Mulhacen, corresponderiam respectivamente, a crosta ibérica de transição (Gomez-Pugnaire *et al.*, 2000) ou oceânica (Puga *et al.*, 1999).

O complexo Alpujárride, que apresenta afinidades com os restantes blocos que compunham o domínio Alkapeca, sofreu metamorfismo de alta pressão-baixa temperatura (AP-BT) na fácies de xistos azuis/eclogito sugerindo que esteve envolvido numa zona de subducção durante o Cretácico Superior e Eocénico (Michard *et al.*, 2002). De Jong (1992) considera que no final do Paleocénico ocorreu o arrefecimento, relaxamento e exumação de parte das unidades que inicialmente foram soterradas profundamente durante o processo de subducção e colisão deste complexo. Monié *et al.* (1991) datam do Eocénico inferior a ocorrência desta exumação.

O complexo Malaguide constituiria, segundo o modelo de Michard *et al.* (2002), um domínio paleogeográfico distinto da Ibéria, situado entre o Alpujárride e a margem africana, que teria permanecido pouco deformado durante o Cretácico Superior-Eocénico. Contrariamente ao que sucede na Bacia do Algarve e na parte espanhola do Golfo de Cádiz, onde o Paleocénico é praticamente inexistente, este encontra-se bem representado no Malaguide por depósitos de plataforma mista carbonatada e siliciclástica, que assentam em paraconformidade sobre depósitos de Cretácico Superior e estão cobertos por calcário do Eocénico inferior (Martín-Martín *et al.*, 1998).

Durante este período de tempo na paleomargem da Ibéria, os futuros domínios Prebético e Subbético não experimentaram deformação significativa, embora no primeiro se tenham desenvolvido algumas discordâncias (Sanz de Galdeano, 2000). Nessa época, a área situada entre a Ibéria e África consistia numa bacia marinha profunda onde foram depositadas as sequências que hoje compõem as Unidades de *Flysch*, que actualmente ocorrem como mantos de carreamentos aloctónes situados entre as Zonas Interna e Externa em redor do Arco Béticas-Rif (Sanz de Galdeano, 2000). Esta bacia de *flysch* iniciou o seu fecho progressivo durante o Paleogénico (Vissers *et al.*, 1995).

Segundo o modelo proposto por Michard *et al.* (2002) a subducção Alpina do Cretácico Superior-Paleogénico estender-se-ia para Sudoeste ao longo do ramo Norte do Tétis-Alpino até à subducção Bética (Fig. II.13B).

Reconstituições paleogeográficas para o Eocénico superior-Oligocénico propõem que o Domínio de Alboran fazia parte de uma lage (*slab*) continental que cavalgava uma zona de subducção mergulhante para NW, a qual começou retirar-se em direcção ao oceano durante o Oligocénico, através de um mecanismo de *roll-back* (Rosenbaum *et al.*, 2002; Rosenbaum e Lister, 2004). Este processo de *roll-back* teria prosseguido em direcção a Oeste, levando à migração da zona de subducção para Sudoeste (Rosenbaum *et al.*, 2002; Rosenbaum e Lister, 2004).

Decorrente deste processo registou-se no Oligocénico superior uma mudança significativa na vergência dos sistemas de subducção e extensão nos Alpes e na região do Mediterrâneo Ocidental,

(Rosenbaum *et al.*, 2002) (Fig. II.14). Deste modo, este período foi marcado pela colisão do prisma acrecionário Alpino contra a margem da Eurásia, com o desenvolvimento correlativo de bacias *back-arc*, provocando a fragmentação e dispersão do domínio Alcapeca e a migração do Domínio de Alboran em direcção à Ibéria (Michard *et al.*, 2002). A colisão provocou o cavalgamento do complexo Nevado-Filábride pelo complexo Alpujárride e deste último pelo complexo Maláguide (Sanz de Galdeano, 2000). O processo de *roll-back* teria sido responsável pelo regime extensional a que ficou sujeito o Domínio de Alboran no Oligocénico superior-Miocénico inferior, conduzindo à formação de complexos metamórficos e à rápida exumação de rochas de alta pressão-baixa temperatura mais antigas (Rosenbaum *et al.*, 2002; Rosenbaum e Lister, 2004).

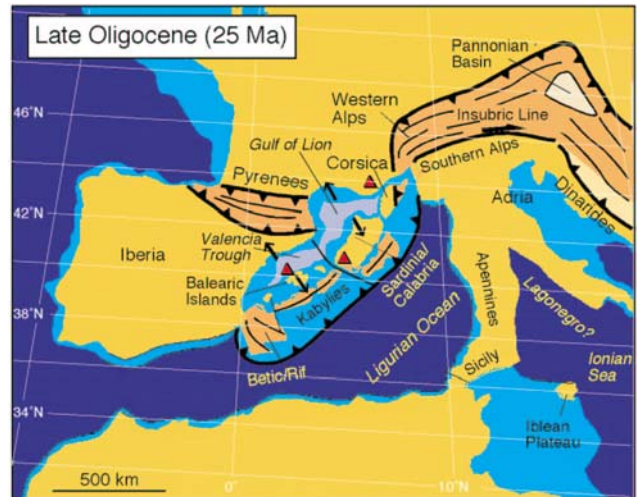


Figura II.14 - Reconstituição paleogeográfica do Mediterrâneo Ocidental no Oligocénico superior. (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).

O Domínio de Alboran sofreu um importante adelgaçamento crustal com extensão N-S a NE-SW, que conduziu à formação do Mar de Alboran (Comas *et al.*, 1999; Sanz de Galdeano, 2000; Rosenbaum *et al.*, 2002). Os episódios de extensão e subsidência foram acompanhados por vulcanismo máfico e ácido (Vissers *et al.*, 1995) que afectou o conjunto das Bacias Neogénicas situadas *onshore* e a Bacia do Mar de Alboran (~12, 9 e 6 Ma) (Comas *et al.*, 1999).

O processo distensivo no Mediterrâneo Ocidental acelerou e provocou a partir do Burdigaliano (Sanz de Galdeano, 2000) (Fig. II.15) a formação de novas bacias extensionais e a expulsão radial para WSW e SE do Domínio de Alboran. Em consequência deste avanço tectónico radial foi edificada a cadeia arqueada Bética-Rif, com a implantação de mantos de carreamento que resultaram da deformação da Zona Externa, e da parte Ocidental da Bacia de *Flysch*, que actualmente constitui as Unidades de *Fysch* (Fig.II.11) (Sanz de Galdeano e Vera, 1991; Sanz de Galdeano, 2000).

A bacia de ante-país do orógeno bético, a Bacia do Guadalquivir começou a formar-se durante o **Miocénico médio a superior** (Sanz de Galdeano, 2000; Garcia-Castellanos *et al.*, 2002) (Fig. II.15).

Os processos de encurtamento que dominaram a formação da Cadeia Bética, assim como o estiramento crustal e extensão que geraram a Bacia de Alboran parecem ter ficado concluídos no **Miocénico superior** (Tortoniano superior) (Sanz de Galdeano e Vera, 1991; Comas *et al.*, 1999) (Fig. II.15). A subsidência generalizada pós-Messiniano sofrida pela Bacia do Mar de Alboran, interpretada como subsidência termal ou flexural (Docherty e Banda, 1992; Watts *et al.*, 1993; Docherty e Banda, 1995), foi contemporânea da re-organização compressiva da bacia e levantamento geral e emersão de alguns depocentros marinhos periféricos que evoluíram

posteriormente para bacias continentais durante o **Pliocénico** (Fig. II.15). Desde o Pliocénico superior que se verifica subsidência positiva na Bacia Ocidental de Alboran (Comas *et al.*, 1999).

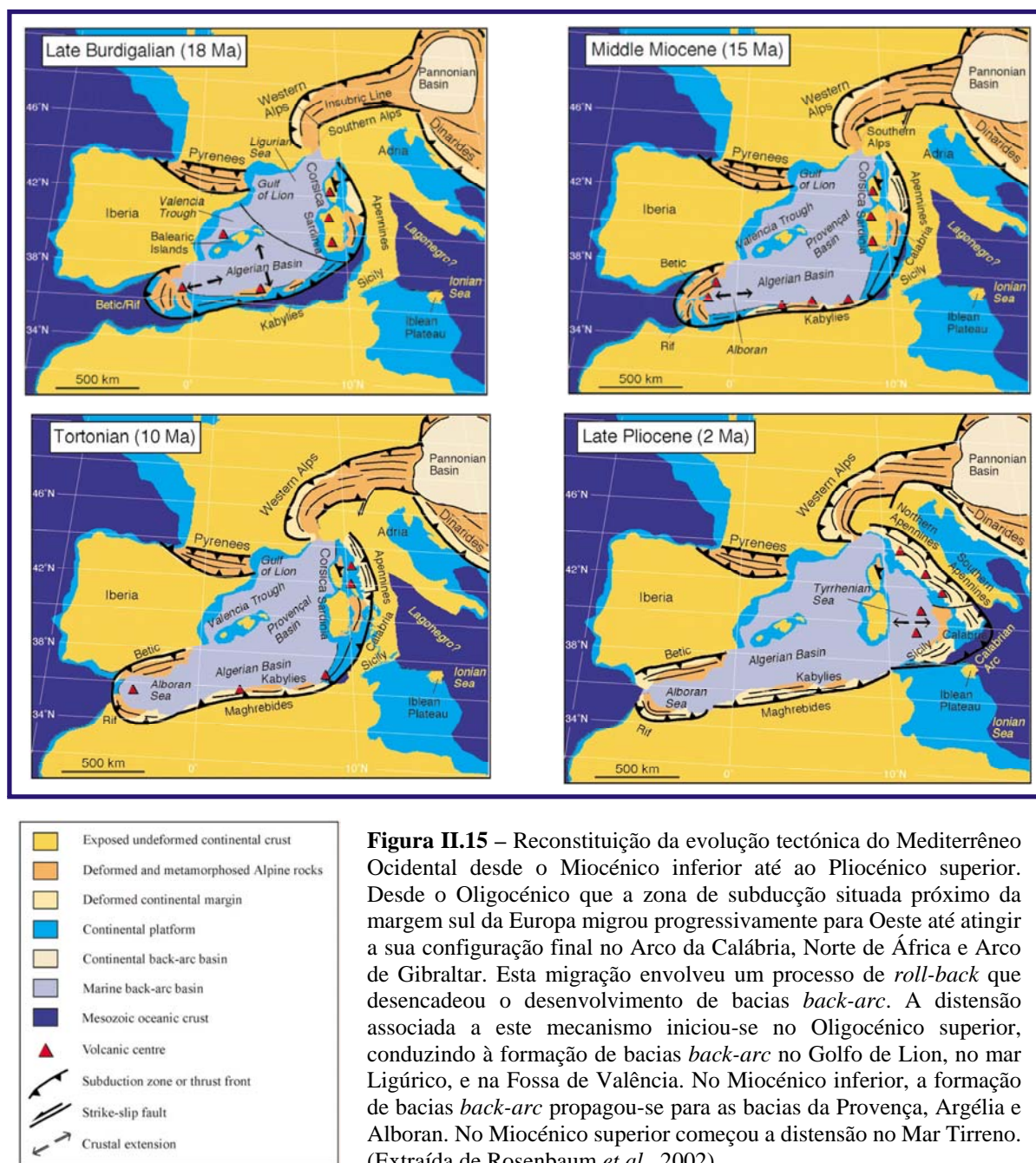


Figura II.15 – Reconstituição da evolução tectónica do Mediterrâneo Ocidental desde o Miocénico inferior até ao Pliocénico superior. Desde o Oligocénico que a zona de subducção situada próximo da margem sul da Europa migrou progressivamente para Oeste até atingir a sua configuração final no Arco da Calábria, Norte de África e Arco de Gibraltar. Esta migração envolveu um processo de *roll-back* que desencadeou o desenvolvimento de bacias *back-arc*. A distensão associada a este mecanismo iniciou-se no Oligocénico superior, conduzindo à formação de bacias *back-arc* no Golfo de Lion, no mar Ligúrico, e na Fossa de Valência. No Miocénico inferior, a formação de bacias *back-arc* propagou-se para as bacias da Provença, Argélia e Alboran. No Pliocénico superior começou a distensão no Mar Tirreno. (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).

II.1.2.3.3 - Modelos propostos para a evolução geodinâmica da região do Arco de Gibraltar

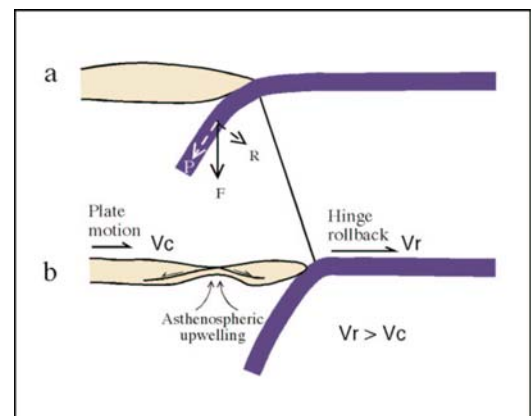
A evolução geodinâmica da região do Arco de Gibraltar continua a ser uma matéria controversa, pelo que têm sido propostos diversos modelos tectónicos e de reconstituição cinemática baseados na interpretação de dados geológicos e geofísicos (ex. Dewey *et al.*, 1989; Rosenbaum *et al.*, 2002; Spakman e Wortel 2004; Cavazza *et al.*, 2004). Mais concretamente, o problema coloca-se na concepção de um modelo que explique a formação coeva de bacias extensionais e de cavalgamentos e dobramentos nos orógenos adjacentes das Béticas e do Rif (Platt e Vissers, 1989; Platzman *et al.*, 1993; Crespo-Blanc e Campos, 2001). Têm sido vários os modelos propostos para

explicar a origem desta fase de extensão de que resultou a Bacia do Mar de Alboran (Comas *et al.*, 1999). Destacam-se os modelos que têm sido objecto de maior debate, os que assumem que a extensão foi uma consequência de:

- 1- *colapso extensional* de litosfera espessa devido à remoção por convecção da parte inferior da fronteira termal conductiva sob a essa litosfera (Platt e Vissers, 1989; Houseman, 1996).
- 2- *delaminação crustal* da litosfera mantélica sob a crosta do Domínio de Alboran (Seber *et al.*, 1996; Calvet *et al.*, 2000);
- 3- *roll-back* de uma *slab* subductada durante o Miocénico sob a região de Alboran. Segundo este modelo o Mar de Alboran seria uma bacia de *back-arc* associada com a retidada dessa *slab* (Blanco e Spakman 1993; Spakman *et al.*, 1993; Lonergan e White, 1997);

Recentemente, foram propostos modelos para a reconstituição do Mediterrâneo Ocidental durante o Cenozóico, baseados em dados de tomografia sísmica (ex. Spakman e Wortel, 2004) e reconstituição cinemática de placas (ex. Rosenbaum *et al.*, 2002; Stampfli e Borel, 2004) em que estes autores atribuem um papel fundamental e decisivo aos mecanismos de ruptura litosférica, em especial de *roll-back* (Fig. II.16), na génese e evolução das bacias deste sector mediterrânico, desde o final do Oligocénico.

Figura II.16 – Perfil simplificado da evolução de uma zona de subducção por mecanismo de *roll-back*. (a) P e R são as duas componentes verticais da flutuabilidade negativa vertical (F) da *slab* subductada. Se a *slab* subductada é fria e densa, a componente R não pode ser suportada pela astenosfera, e a zona de subducção é empurrada para trás; (b) a extensão e formação de bacias *back-arc* ocorre quando a taxa de subducção por *roll-back* (V_r) excede a taxa de convergência (V_c). (Extraída de Rosenbaum *et al.*, 2002).



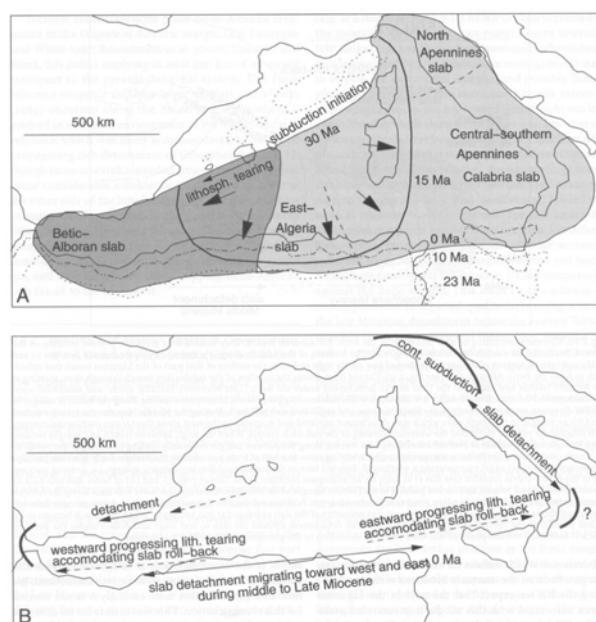
Na Ibéria, este processo teria começado a NW, e teria prosseguido para SW e SE. Como consequência desta migração das *slabs* litosféricas, ter-se-iam aberto extensionalmente, a bacia Liguro-Provençal no sector central do Mediterrâneo Ocidental, a bacia Alboran-Argélia no sector Sul, e numa segunda fase mais tardia, a bacia do Tirreno a SE (Spakman e Wortel, 2004). Os detalhes do modelo de evolução *roll-back* destes sectores do Mediterrâneo são ainda pouco conhecidos. No entanto, vestígios de litosfera subductada são encontrados no manto sob o Mediterrâneo Ocidental e na região dos Alpes, sendo identificadas como partes dos Oceanos Ligúrico e Tétis-Alpino Ocidental (Cavazza *et al.*, 2004). A presença de *slabs* sob o Mar de Alboran foi detectada a profundidades superiores a 600 km (Buforn e Udías, 1991; Seber *et al.*, 1996; Calvet *et al.*, 2000).

Segundo Rosenbaum *et al.* (2002) os processos de delaminação litosférica terão desempenhado apenas um papel secundário nesta evolução. Spakman e Wortel (2004) propuseram a reconstituição da área inicialmente ocupada pelo Oceano Ligúrico, com base na restauração da posição inicial das *slabs* Béticas-Alboran e Apeninos-Calábria. Essa reconstituição é apresentada na Figura II.17.

A Bacia do Mar de Alboran seria, assim, uma dessas bacias Mediterrânicas, gerada como bacia *back-arc* devido à migração para Oeste por *roll-back* da chaneira de uma zona de subducção, situada inicialmente no Mediterrâneo mais Oriental. Neste mecanismo poderia estar envolvido um processo secundário de adelgaçamento da litosfera de Alboran.

De acordo com Lonergan e White (1997) e Rosenbaum *et al.* (2002) o rápido processo de *roll-back* foi compensado pela extensão da crosta continental cavalgante, a qual sofreu adelgaçamento, entre 23 e 10 Ma, alcançando uma espessura de apenas 15 km. Segundo o modelo defendido por estes autores, contemporaneamente a esta extensão em Alboran, fragmentos de crosta continental foram carreados sobre as margens continentais passivas da Ibéria e de África (Zona Externa da Cadeia Béticas-Rif), formando um padrão de rotação consistente com o cavalgamento oblíquo, derivado do *roll-back* para Oeste da zona de subducção. A fase final de acreção na cordilheira Bética-Rif ocorreu no Tortoniano (~10 Ma), quando a zona de subducção migrou até alcançar Gibraltar. O processo de *roll-back* da subducção terá cessado nessa época, assim como a extensão na Bacia do Mar de Alboran (Rosenbaum *et al.*, 2002).

Figura II.17 – A: Reconstituição da superfície do Oceano Ligúrico baseada na geometria e estimativa da quantidade de *slabs* subductadas, obtidas através do modelo de tomografia sísmica. É indicada a possível localização das zonas de subducção há 15 Ma (a negro), a partir das quais de iniciou o *detachment* ao longo da margem de África. B: Localização esquemática dos locais onde terá ocorrido *detachment* das *slabs* que facilitou o desenvolvimento dos processos de *roll-back* no Oceano Ligúrico. (Extraída de Spakman e Wortel, 2004).



Spakman e Wortel (2004) sublinham, que o processo de *roll-back* da *slab* Béticas-Alboran não resultou da convergência E-W entre as placas África e Eurásia, mas somente do afundamento passivo no manto, de litosfera oceânica instável, induzido por acção da gravidade. Este processo traduziu-se na superfície pela formação de bacias *back-arc* que poderão conter fragmentos de litosfera continental adelgada como é o caso da Bacia de Alboran. Assim, o desenvolvimento da geometria em forma de arco apresentada pelo orógeno Béticas-Rif (Arco de Gibraltar) reproduziria na superfície a geometria profunda da *slab* litosférica subductada, cuja curvatura se situa a cerca de 200 km de profundidade (Fig. II.18). De facto, verifica-se que a assimetria apresentada pela *slab* corresponde à assimetria apresentada pelo orógeno Bético, que se apresenta mais desenvolvido que o Rif. A distribuição espacial do vulcanismo neogénico também reflecte esta assimetria. O modelo destes autores mostra que a grande maioria da *slab* está situada sob as Béticas.

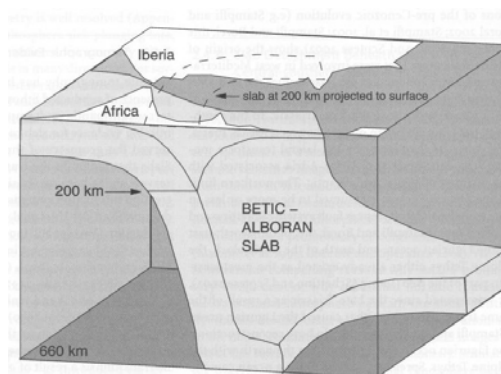


Figura II.18 – Esquema 3D interpretativo da geometria da anomalia positiva de tomografia sísmica registada sob a região Béticas-Rif-Alboran. Esta anomalia tem sido interpretada como uma *slab* de litosfera subductada. (Extraída de Spakman e Wortel, 2004)

Gutscher *et al.* (2002) combinando a anomalia tomográfica positiva do modelo de Spakman *et al.*, (1993) com a interpretação de perfis sísmicos marinhos, defendem a existência de um sistema de subducção activo mergulhante para Este, envolvendo uma *slab* contínua, e com o desenvolvimento de um prisma acrecionário a Oeste de Gibraltar (Fig. II.19). Este modelo foi apoiado por Spakman e Wortel (2004), que explicam a referida anomalia tomográfica da região Béticas-Alboran como sendo resultante de subducção de litosfera principalmente oceânica, em que o *detachment* da *slab* está confinado à região central e Oriental das Béticas.

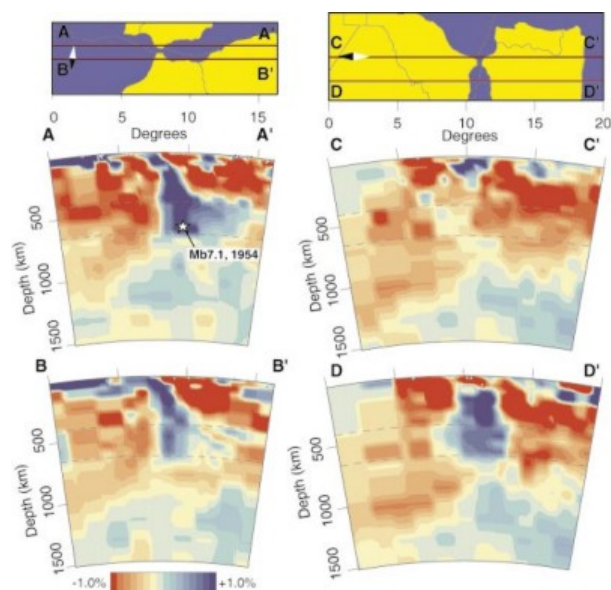


Figura II.19 - Perfis de tomografia sísmica de Bijwaard e Spakman (2000). Os perfis E-W (A-A' e B-B') mostram uma anomalia de alta velocidade das ondas-P contínua e descendente ao longo do domínio Atlântico do Golfo de Cádiz até profundidades de 600 km, correspondentes ao foco dos sismos profundos sob Granada. Os perfis N-S (C-C' e D-D') mostram uma anomalia de menor dimensão. (Extraída de Gutscher *et al.*, 2002).

Duggen *et al.* (2003), baseados na análise da composição geoquímica e na idade das rochas vulcânicas da região de Alboran, apresentam um modelo de evolução do Mediterrâneo Ocidental, entre o Miocénico médio e o Plistocénico (12.1 a 0.65 Ma), assumindo a ocorrência de *roll-back* de uma *slab* litosférica oceânica para Oeste entre 8 e 7 Ma. Verificaram que, entre 6.3 e 4.8 Ma se registou uma mudança na composição geoquímica do vulcanismo de Alboran. Este deixou de exibir um carácter típico de zona de subducção para passar a apresentar um carácter de ambiente intraplaca. Estas modificações geoquímicas poderão reflectir uma resposta de ressalto da litosfera e astenosfera induzida pelo *roll-back* anterior (Fig. II.20).

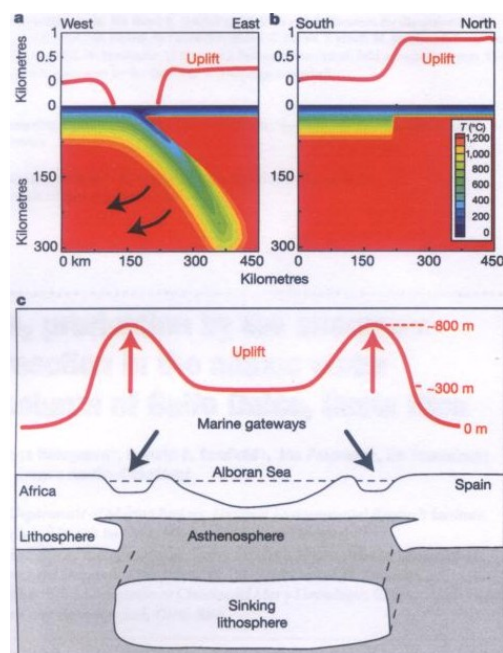


Figura II.20 – Modelos termomecânicos ilustrativos do soerguimento devido a *roll-back* de litosfera oceânica e a ascensão de astenosfera associada (a e b). Este mecanismo pode explicar o encerramento das comunicações entre o Mediterrâneo e o Atlântico no Miocénico superior (c). (Extraída de Duggen *et al.*, 2003).

Os autores referidos, defendem que este é um mecanismo plausível para explicar, não só a localização e composição geoquímica do vulcanismo de Alboran, mas também permite explicar o levantamento das margens do Sul da Ibéria e Norte de África, e o fecho das passagens entre o Atlântico e o Mediterrâneo no final do Miocénico (Fig. II.20).

Esta interrupção ou condicionamento da comunicação oceânica conduziu à Crise de Salinidade do Messiniano (ex. Ryan *et al.*, 1973; Hsü, *et al.*, 1973; *et al.*, 1977). Este evento consistiu na secagem quase total do Mar Mediterrânico entre 5.9 e 5.33 Ma (Cita, 2001) e na ampla deposição de espessas sequências evaporíticas (cerca de 1400 m), em especial no sector mais Oriental deste Mar. A Crise de Salinidade do Messiniano levanta ainda inúmeras questões. Continua a ser um dos enigmas da paleogeografia desta região.

Segundo o modelo de Duggen *et al.* (2003), as modificações na natureza geoquímica do vulcanismo de Alboran coincidem temporalmente com o desenvolvimento da Crise de Salinidade do Messiniano. A resposta litosférica e astenosférica ao processo de *roll-back* no Tortoniano, poderiam traduzir-se, no Messiniano, pelo levantamento das margens do Sul da Ibéria e Norte de África, encerrando as passagens marinhas entre o Atlântico e o Mediterrâneo, e desencadeando assim a Crise de Salinidade. Comas *et al.* (1999) referem também a ocorrência de um episódio de levantamento da Bacia Ocidental de Alboran e das margens há aproximadamente 5-2.5 Ma.

Considerando os modelos acima expostos, torna-se evidente, que as verdadeiras causas da evolução geodinâmica miocénica da região Béticas-Rif-Alboran parecem residir na interacção entre fragmentos de litosfera subductada e a astenosfera envolvente. Deste modo, o surgimento de bacias extensionais como o Mar de Alboran num contexto convergente, a forma arqueada do orógeno Bético-Rif, ou o fecho e abertura do Estreito de Gibraltar no Messiniano, não serão mais do que manifestações superficiais de fenómenos profundos que ocorrem a nível astenosférico. Talvez seja aí, o local onde se deverão buscar as respostas para alguns dos muitos enigmas tectónicos que permanecem nesta região.

II.1.3. - Principais domínios morfotectónicos das Margens Sul e Sudoeste portuguesas

No sector português da Margem Continental SW Ibérica podem ser reconhecidos as Margens Continental Sul e Sudoeste Portuguesas.

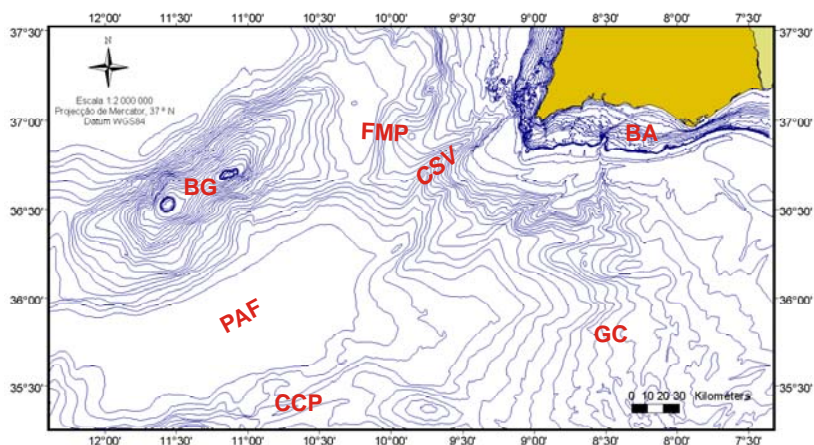
Margem Continental Sul Portuguesa: Está situada entre o Cabo de São Vicente e o Estreito de Gibraltar e inclui a Bacia imersa do Algarve o Golfo de Cádiz. O conjunto da região experimentou uma história complexa desde o Mesozóico, em resposta às modificações no movimento e localização da fronteira de placas Eurásia-África (Srivastava *et al.*, 1990). Podem ser distinguidos os seguintes domínios morfotectónicos (Fig. II.21):

- Bacia do Algarve (BA)
- Golfo de Cádiz (GC)

Margem Continental SW Portuguesa: Engloba a região situada entre o Banco de Gorringe, o Cabo de São Vicente e a Crista Coral Patch. Esta região é caracterizada por apresentar uma topografia complexa e irregular e é dominada por grandes montes submarinos que rodeiam a Planície Abissal da Ferradura (Bergeron e Bonnin, 1991; Gràcia *et al.*, 2003a). Entre estes, destaca-se o Banco de Gorringe, onde foi registada uma das maiores amplitudes de anomalia da gravidade a nível mundial (Souriau, 1984). A localização da fronteira continente-oceano nesta área ainda é motivo de debate (ex. Sartori *et al.*, 1994; Hayward *et al.*, 1999). Podem ser distinguidos os seguintes domínios morfotectónicos (Fig. II.21):

- Falha Marquês de Pombal (FMP)
- Canhão Submarino de S. Vicente (CSV)
- Banco de Gorringe (BG)
- Monte Submarino e Crista Coral Patch (CCP)
- Planície Abissal da Ferradura (PAF)

Figura II.21 – Localização dos principais domínios morfotectónicos das Margens continentais Sul e Sudoeste Portuguesas. BA: Bacia do Algarve; GC: Golfo de Cádiz; CSV: Canhão de S. Vicente; FMP: Falha Marquês de Pombal; BG: Banco de Gorringe; PAF: Planície Abissal da Ferradura; CCP: Monte Submarino e Crista Coral Patch.



II.1.3.1. - Margem Continental Sul Portuguesa

II.1.3.1.1. – Bacia do Algarve

A Bacia imersa do Algarve (Fig. II.21) corresponde ao prolongamento submarino da Bacia situada em terra, e consiste em três bacias sobrepostas, tectónica e estratigráficamente distintas (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2006) (Fig. II.22). O preenchimento sedimentar destas bacias, consideradas

no seu conjunto, é composto por depósitos que abarcam o Meso-Cenozóico com duas importantes discordâncias, a mais antiga entre o Cretácico Superior e o Eocénico e a mais recente na base dos depósitos miocénicos. Estas discordâncias marcam os limites tectonostratigráficos entre as bacias do Mesozóico, Paleogénico e Neogénico.

A bacia mais antiga formou-se durante o *rifting* mesozóico devido a estiramento litosférico, no contexto tectónico transtensivo esquerdo, imposto pela cinemática das placas Eurásia, África, e América do Norte, relacionada com a abertura do Neo-Tétis. O soco desta bacia consiste em rochas paleozóicas da Zona Sul Portuguesa, designadamente, xistos de baixo grau metamórfico e grauvaques (fácies Culm) e encontra-se preservado e aflorante no Banco de Guadalquivir, um relevo estrutural que separa a Bacia do Algarve, situada a Norte, do Golfo de Cádiz, situado a Sul. O Banco de Guadalquivir está associado a uma grande anomalia positiva de gravidade de ar-livre. A bacia paleogénica gerou-se durante o processo de inversão tectónica da bacia mesozóica, relacionado com a compressão Alpina e a bacia neogénica formou-se por subsidência flexural activa (Terrinha, 1998).

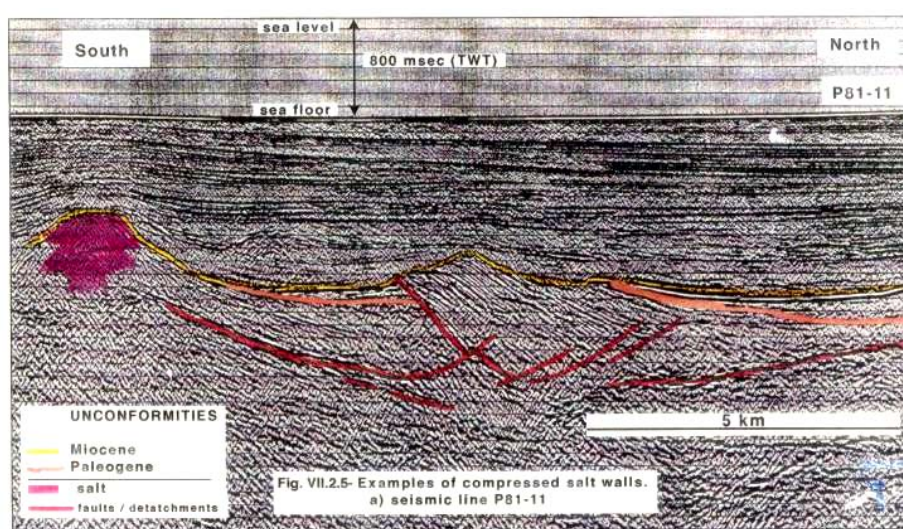


Figura II.22 – Interpretação de uma linha sísmica de multicanal da Bacia imersa do Algarve. O horizonte amarelo marca a discordância que constitui o limite inferior da bacia neogénica. (Extraída de Terrinha, 1998).

Assim, a actual estrutura exibida pela Bacia do Algarve resultou da conjugação de três etapas distintas de evolução tectónica:

1- *Rifting* Mesozóico

No **Mesozóico** a margem continental constituída por rochas paleozóicas da Zona Sul Portuguesa, foi segmentada em blocos limitados por falhas extensionais ENE-WSW a NE-SW e por falhas de transferência orientadas NNW-SSE a N-S, de que são exemplos as falhas de Portimão e de São Marcos-Quarteira. Estas falhas acomodaram a extensão diferencial entre os referidos blocos e subsidência diferencial para Este. Geralmente as falhas E-W são interpretadas como falhas tardi-variscas reactivadas, no entanto, nunca foram indentificadas falhas desta idade com esta orientação na Zona Sul Portuguesa, embora sejam comuns zonas de cisalhamento esquerdo variscas de direcção E-W. Assim, estas podem ter sido reactivadas no soco da Bacia do Algarve durante a extensão mesozóica e posterior compressão cenozóica. As fases de *rifting* decorreram entre o Triássico e o Albiano-Cenomaniano. Este regime distensivo que dominou a evolução mesozóica da Bacia foi interrompido, durante curtos períodos de tempo por fases compressivas, e por um episódio precoce de inversão tectónica na passagem Jurássico/Cretácico. No entanto, o principal

episódio de inversão tectónica da Bacia verificou-se somente no Cretácico Superior-Paleogénico. Nesta Bacia surgem diversos diapíros e almofadas de sal alóctone, em especial no sector de Albufeira, cuja a migração terá sido despoletada pela tectónica distensiva (Terrinha, 1998).

2 - Inversão Cenozóica

Entre o **final do Cretácico** e o **Paleogénico**, a Bacia do Algarve sofreu inversão polifásica (Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2006), com episódios compressivos orientados segundo SSW-NNE a SE-NW. Durante este processo de inversão a Bacia sofreu movimentos verticais de levantamento e desenvolveram-se dobras e cavalgamentos imbrincados vergentes para Sul. Durante o Cenozóico, blocos de rochas paleozóicas de fácies Culm cavalgaram o Triássico, muito em especial nos sectores mais a Norte da Bacia. Em direcção a Sul, a estrutura é muito mais complexa, surgindo cavalgamentos com vergências contrárias. Durante este período de inversão formaram-se paredes de sal.

3 - Subsidência Neogénica-Quaternária

Durante o **Neogénico** registou-se a atenuação do regime compressivo que dominou todo o período de tempo entre o final do Cretácico e o Paleogénico. De facto a tectónica dominante parece ser distensiva. Tal é bem patente no sector imerso da Bacia, onde importante subsidência afecta a cobertura sedimentar neogénica e quaternária. A inexistência de falhas responsáveis pela acomodação desta subsidência conduziu Terrinha (1998) a atribuí-lhe uma origem flexural.

Durante o Miocénico e o Quaternário verificou-se a migração para NE dos depocentros da Bacia. Esta tendência continuou a acentuar-se durante o Plio-Quaternário, assistindo-se a um incremento da sedimentação siliciclástica, controlada sobretudo pelo aumento de subsidência e pelas rápidas variações climáticas e do nível do mar que caracterizaram o Quaternário (Roque, 1998).

II.1.3.1.2. - Golfo de Cádiz

O Golfo de Cádiz (Fig. II.21) encontra-se limitado a Norte pela Bacia do Algarve, a NE pela Bacia do Guadalquivir, a Este pelo orógeno Béticas-Rif (que constitui o Arco de Gibraltar) e a Sul pela margem Marroquina.

O Golfo de Cádiz apresenta uma morfologia variada e complexa (Fig. II.23), como demonstra a diversidade de trabalhos que têm sido consagrados à geomorfologia desta região (ex. Hernández-Molina *et al.*, 2003; *et al.*, 2006; Mulder *et al.*, 2003; Somoza *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, *submetido*). Grande parte destes trabalhos está vocacionada para a investigação da acção dos processos sedimentares, erosivos e gravíticos na morfogénese, e destacando-se neste âmbito os trabalhos desenvolvidos por Hernández-Molina *et al.* (2003), Mulder *et al.* (2003), Somoza *et al.* (2003). Mais recentemente, e como consequência da aquisição de dados de batimetria multifeixe que cobrem toda a região do Golfo de Cádiz (e margem SW portuguesa), complementando os dados de sísmica de reflexão já existentes, a ênfase foi colocada no estudo dos aspectos morfotectónicos (Terrinha *et al.*, *submetido*; Rosas *et al.*, *submetido*). Destacam-se as seguintes morfologias (Fig. II.23):

- *Corpos contorníticos* separados do talude adjacente por uma depressão profunda talhada pela circulação da MOW (ex. Nelson *et al.*, 1993; Sierro *et al.*, 1999; Mulder *et al.*, 2003; Hernández-Molina *et al.*, 2003; *et al.*, 2006; Llave *et al.*, 2001; *et al.*, 2006).
- *Canais e cristas diapíricas*, localizadas a SE do Banco de Guadalquivir e orientados NE-SW. Os canais são assimétricos, apresentam uma forma em “S” e foram escavados nos flancos SE das

- cristas diapíricas. Estes canais estão também frequentemente associados com corpos contorníticos (ex. Nelson *et al.*, 1993; Somoza *et al.*, 2003).
- *Canhões submarinos* que dominam o sector mais ocidental, atingindo profundidades de mais de 3000 m, e de entre os quais se salientam os canhões de Portimão e de Lagos (ex. Vanney e Mougenot, 1981; Hernández-Molina *et al.*, 2003; Terrinha *et al. submetido*).
 - *Prisma acrecionário e vulcões de lama* que ocupam a parte central e mais profunda do Golfo de Cádiz (Gutscher *et al.*, 2002; Pinheiro *et al.*, 2003a; Somoza *et al.*, 2003).
 - *Lineamentos orientados WNW-ESE* e interpretados como falhas de desligamento direito (Rosas *et al.*, *submetido*; Terrinha *et al.*, *submetido*).

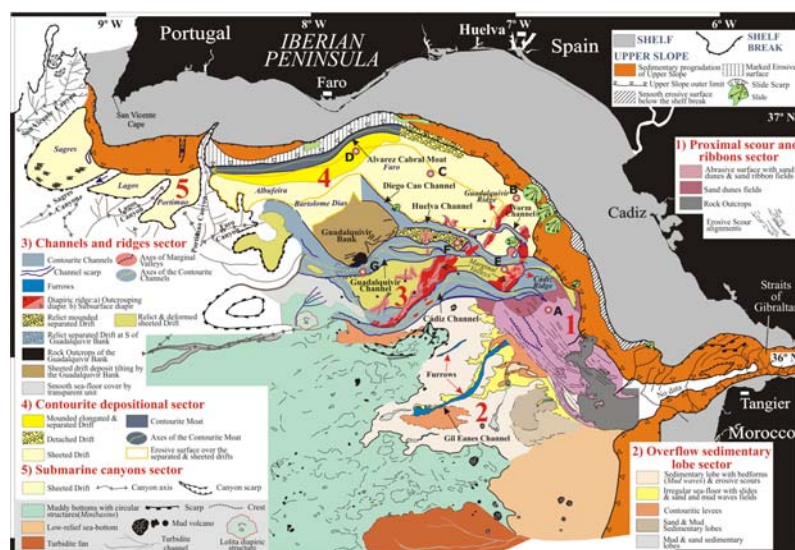


Figura II.23 - Mapa geomorfológico do Golfo de Cádiz. (Extraída de Hernández-Molina *et al.*, 2003).

A grande diversidade geomorfológica observada resulta da acção conjugada de vários factores morfogenéticos, de entre os quais se ressaltam pela sua importância: *a*) a circulação oceânica, em particular envolvendo a MOW (*Mediterranean Outflow Water*); *b*) as flutuações eustáticas associadas às variações climáticas durante o Plistocénico; *c*) o acarreo sedimentar; *d*) actividade tectónica recente. De facto, a tectónica factor desempenhou a montante, um papel fundamental no controlo da morfogénese, imposto pelas diversas estruturas existentes, resultantes da complexa evolução geodinâmica sofrida pela região do SW Ibérico desde a fase de *rifting* mesozóico até à posterior instalação do actual regime transpressivo.

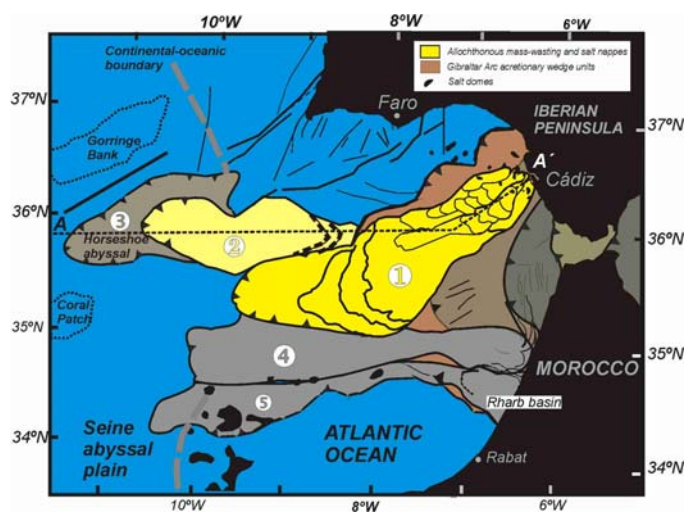
A evolução desta região é, pois, indissociável da evolução das restantes regiões do SW Ibérico durante este período de tempo, nomeadamente, da formação da Cadeia Bética-Rif e Mar de Alboran, bem como da dinâmica associada ao extremo oriental da Zona de Fractura Açores-Gibraltar.

Assim, a região do actual Golfo de Cádiz tem sido palco de sucessivas fases de deformação, decorrentes da cinemática das placas África, Ibéria, e Eurásia desde a fase de *rifting* mesozóico (ex. Olivet, 1996) até à posterior fase compressiva imposta desde Cretácico Superior (Terrinha, 1998). Entre o Oligocénico e o Miocénico superior o Golfo de Cádiz experimentou cerca de 200 km de convergência orientada N-S, materializada numa zona de subducção que cessou a sua actividade no Tortoniano, coincidindo com a fase final da edificação da Cadeia Béticas-Rif. No Messiniano, iniciou-se o processo de subsidência activa que se incrementou durante o Pliocénico (Maldonado *et al.*, 1999), e deu origem à entidade fisiográfica que consiste no Golfo de Cádiz actual.

Manifestações de actividade tectónica recente no Golfo de Cádiz são expressas por falhas com ruptura superficial e pela ocorrência de deslizamentos submarinos (*landslides*) (Grácia *et al.*, 2003a) e vulcanismo de lama (Pinheiro *et al.*, 2003a). Assim, o quadro tectónico actual do Golfo de Cádiz é dominado por um regime transpressivo e subsidência tectónica moderada (Maldonado *et al.*, 1999).

Um dos aspectos geomorfológicos e tectónicos mais interessantes do Golfo de Cádiz é a presença de um espesso corpo com expressão batimétrica e caracterizado por apresentar fácies sísmica caótica. A origem e os diferentes mecanismos responsáveis pela sua instalação numa área tão vasta, continuam a suscitar controvérsia e acesa discussão (ex. Sartori *et al.*, 1994; Torelli *et al.*, 1997; Maldonado *et al.*, 1999; Somoza *et al.*, 1999; Grácia *et al.*, 2003a; Gutscher *et al.*, 2002). Este corpo foi inicialmente interpretado como um olistostroma neogénico proveniente da Cadeia Bética e transportado para Oeste por gravidade (Bonnin *et al.*, 1975; Lajat *et al.*, 1975). Maldonado *et al.* (1999) e Somoza *et al.* (1999) dataram do Tortoniano superior o principal episódio de instalação do “*Olistostroma*” no Golfo de Cádiz, em consequência da migração da frente orogénica do Arco de Gibraltar para Oeste. Segundo estes autores, posteriormente, processos gravíticos associados ao prisma acrecionário teriam sido responsáveis pela deslocação do “*Olistostroma*” em direcção à Planície Abissal da Ferradura e Planície Abissal do Sena (Fig. II.24).

Figura II.24 – Cartografia do Olistostroma no Golfo de Cádiz e planícies Abissais da Ferradura e do Sena. (Extraída de Somoza *et al.*, 1999).



Grácia *et al.* (2003a) reconheceram a existência de duas unidades independentes, denominadas “*Unidade Alóctone do Guadalquivir*” e “*Corpo Caótico*”, situadas respectivamente, no sector mais oriental e nos sectores central-ocidental do Golfo de Cádiz até à Planície Abissal da Ferradura. Estes autores consideram que a *Unidade Alóctone do Guadalquivir* corresponde ao prolongamento submarino da unidade com o mesmo nome identificada na Cadeia Bética (ex. Flinch *et al.*, 1996).

Medialdea *et al.* (2004) propuseram um modelo estrutural e evolutivo identificando três domínios distintos (Fig. II.25) e duas grandes etapas de instalação deste corpo no Golfo de Cádiz:

1ª etapa: as cunhas alóctones do domínio oriental geraram-se pela migração para Oeste do orógeno Béticas-Rif sobre as margens atlânticas da Ibéria e de África, durante o Tortoniano.

2ª etapa: estas unidades alóctones foram posteriormente reactivadas e novas cunhas foram instaladas sucessivamente nos domínios central e oriental como consequência da compressão NW-SE pós-tortoniana, resultante da lenta convergência entre África e Ibéria.

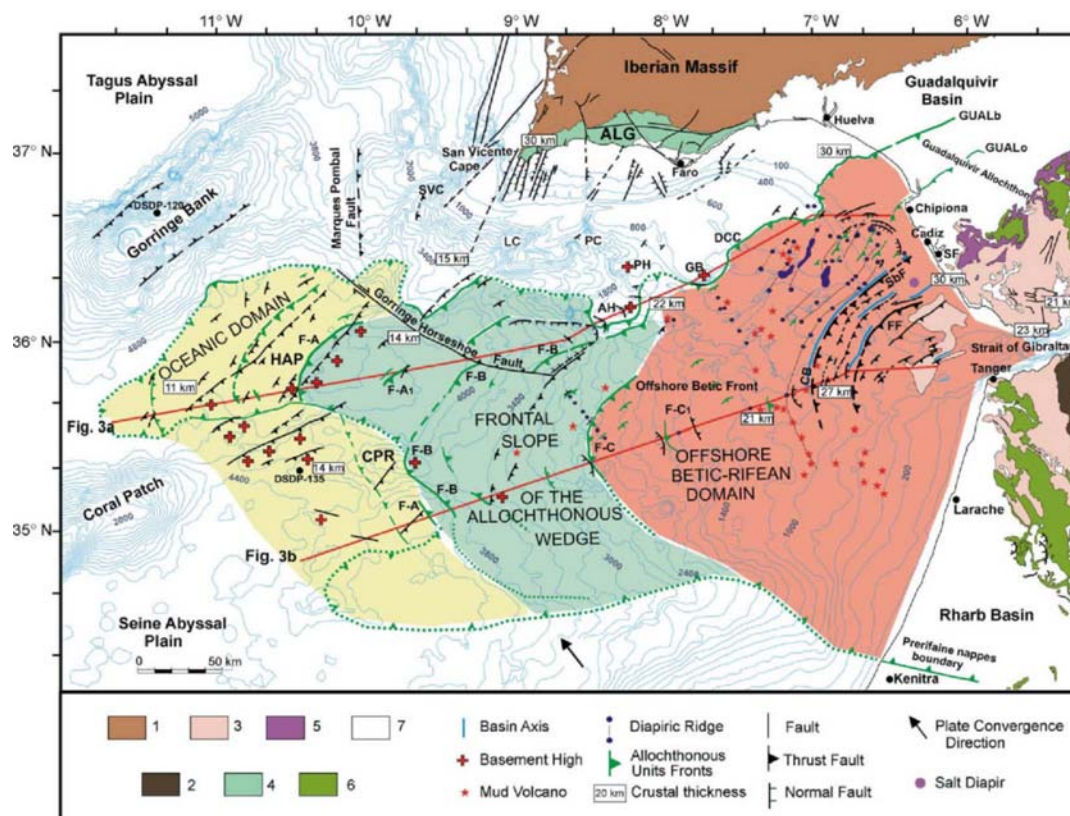


Figura II.25 – Mapa estrutural do Golfo de Cádiz. (Extraída de Medialdea *et al.*, 2004).

Gutscher *et al.* (2002) defendem um modelo geodinâmico polémico para o Golfo de Cádiz, em que consideram o “*Olistostroma*” descrito por Maldonado *et al.* (1999) como sendo um prisma acrecionário associado a uma zona de subducção activa mergulhante para Este e situada sob Gibraltar (Fig. II.26). Esta pretensão tem sido, por um lado, fortemente contestada por parte da comunidade científica (ex. Platt e Houseman, 2002) e por outro lado, em oposição, recebido o seu apoio (ex. Spakman e Wortel, 2004). Os principais argumentos apresentados por Gutscher *et al.* (2002) para suportarem o seu modelo baseiam-se sobretudo na interpretação de linhas sísmicas de multicanal realizadas no Golfo de Cádiz e em dados de tomografia sísmica obtidos em Gibraltar por Bijwaard e Spakman (2000).

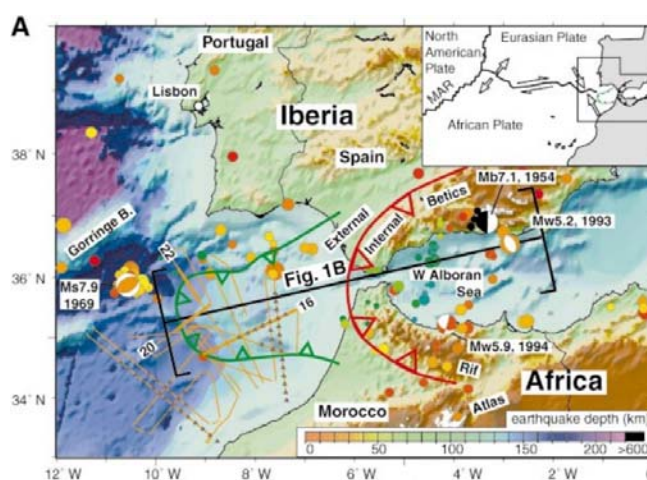


Figura II.26 – Modelo geotectónico proposto para o Golfo de Cádiz por Gutscher *et al.* (2002), onde se mostra a localização da zona de subducção activa no Arco de Gibraltar (a encarnado) e do prisma acrecionário no Golfo de Cádiz limitado pela linha a verde. (Extraída de Gutscher *et al.*, 2002).

Um outro argumento invocado por Gutscher *et al.* (2002) para justificar o seu modelo de subducção activa em Gibraltar, é a presença de vulcões de lama no Golfo de Cádiz. De facto, o vulcanismo de lama é considerado um fenómeno frequente em ambientes geotectónicos convergentes, onde os sedimentos se encontram sobre pressão e sujeitos a elevada tensão compressiva, citando-se neste contexto a título de exemplo, os vulcões de lama identificados no prisma acrecionário de Barbados (ex. Westbrook e Smith, 1983). A ocorrência de vulcanismo de lama no Golfo de Cádiz e de outros fenómenos geralmente associados, como a presença de hidratos de metano, tem sido investigada desde os finais do século XX (ex. Baraza e Ercilla, 1996), destacando-se em 2000, a descoberta na Margem Sul Portuguesa de um novo campo de vulcanismo de lama situado entre 2000 e 3500 m de profundidade (Pinheiro *et al.*, 2003a).

II.1.3.2.- Margem Continental Sudoeste Portuguesa

II.1.3.2.1. - Falha Marquês de Pombal

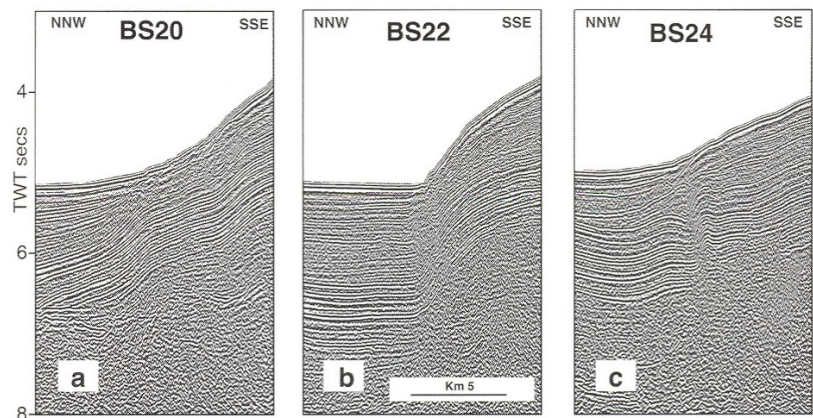
O planalto gerado pela Falha Marquês de Pombal (FMP) (Fig. II.21) surge no talude continental da Margem Continental Sudoeste Portuguesa, a cerca de 100 km a Oeste do Cabo de S. Vicente, como uma elevação de forma rectangular, com topo suave e comando de 1100 m. Está limitado a Norte pela escarpa gerada pela Falha Pereira de Sousa, e a Sul pelo Canhão Submarino de S. Vicente.

A interpretação de linhas sísmicas multicanal permitiu a Zitellini *et al.* (1999; 2001; 2004) constatarem que a FMP é uma falha de cavalgamento activa, com 55 km de comprimento, orientada segundo NNE-SSW, vergente para WNW, e cujo verdadeiro plano de falha mergulha cerca de 24° nos primeiros 11 km (Fig. II.27).

Tal como outras falhas com esta orientação e presentes nesta Margem, a FMP terá sido uma falha normal durante a fase de distensão Mesozóica, posteriormente reactivada como cavalgamento durante a inversão tectónica cenozóica (Zitellini *et al.*, 2004).

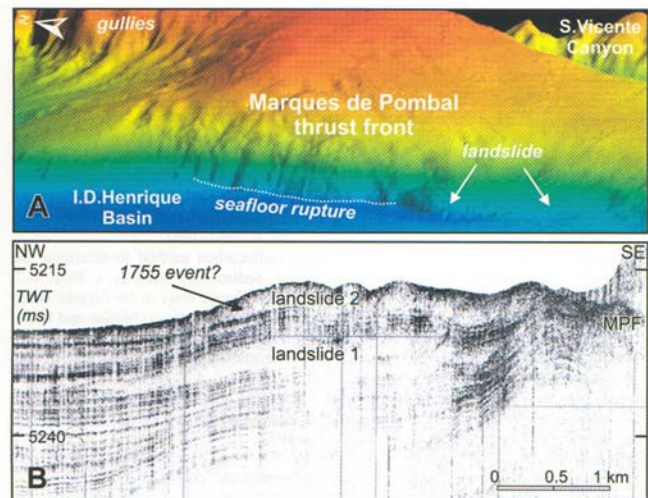
A FMP apresenta orientação e estilos de deformação distintos nos sectores Norte e Sul. A ruptura superficial ocorre apenas no sector central, enquanto que, em direcção às suas terminações Sul e Norte, a falha comporta-se como uma falha cega (*blind thrust*) (Zitellini *et al.*, 2001; *et al.*, 2004) (Fig. II.27). Nesses últimos sectores, os deslocamentos ao longo da falha são acomodados por flexura da sequência sedimentar mais superficial (Zitellini *et al.*, 2001). Atendendo a estes factos, Terrinha *et al.* (2003) e Zitellini *et al.* (2004) propõem que a FMP seja constituída por dois segmentos independentes conectados por uma *relay fault zone*.

Figura II.27 – Linhas sísmicas de multicanal (BS20, BS22, BS24) onde se pode observar os diferentes comportamentos da FMP. O seu carácter de *blind-thrust* pode ser observado na linha BS24. (Extraída de Zitellini *et al.*, 2001).



A parte central da escarpa da FMP está afectada por importantes deslizamentos gravíticos e *debris flow* (Gràcia *et al.*, 2003b; *et al.*, 2005; Terrinha *et al.*, 2003; Vizcaino *et al.*, 2006), sugerindo que a actividade sísmica desta estrutura tem a potencialidade de desencadear deslizamentos de grandes proporções (Fig. II.28). A datação destes eventos aponta para uma idade máxima de 3270 ± 60 Cal anos AP, e sugere uma actividade cíclica para a FMP com tempos de recorrência estimados inferiores a 2 ka (Gràcia *et al.*, 2005; Vizcaino *et al.*, 2006).

Figura II.28 – A: imagem tri-dimensional da frente da FMP e áreas dos deslizamentos. B: linha sísmica de alta resolução através dos depósitos de deslizamentos no sopé da escarpa da FMP. (Extraída de Gràcia *et al.*, 2003b).



II.1.3.2.2. - Canhão de São Vicente

O Canhão de São Vicente (CSV), com orientação geral NE-SW (Fig. II.21), separa as bacias imersas do Alentejo e do Algarve. O controlo estrutural deste canhão tem sido sugerido, desde há vários anos, por diversos autores (ex. Baldy, 1977; Mougénot, 1988) que propõem a sua implantação ao longo do prolongamento submarino do acidente Odemira-Ávila (ou falha da Messejana). Trata-se de uma falha de desligamento tardi-varisca, orientada NE-SW, que se estende por mais de 400 km através da Península Ibérica, e que sofreu durante o Jurássico Inferior a intrusão de um dique de material básico.

O CSV prolonga-se até à Planície Abissal da Ferradura, ao longo de um vale submarino largo e sem meandros, de traçado rectilíneo, individualizando-se segmentos com orientações distintas. A altura total do canhão, desde o seu fundo até ao topo das paredes, é aproximadamente 1 km e a largura média na sua parte central alcança cerca de 10 km. A assimetria do CSV é evidente quer nas imagens de sonar lateral quer nas linhas sísmicas (Fig. II.29). O seu flanco NW é geralmente mais abrupto e menos entalhado por vales menores do que o flanco SE.

Dados de reflexão sísmica multicanal revelam que o CSV se encontra limitado a Este por um cavalgamento activo vergente para Oeste e paralelo à FMP denominado “Falha de S. Vicente” (Gràcia *et al.*, 2003b), que afecta toda a cobertura cenozóica, podendo constituir parte de um incipiente sistema de propagação de retrocavalgamentos (Gràcia e Dañobeitia, 2001).

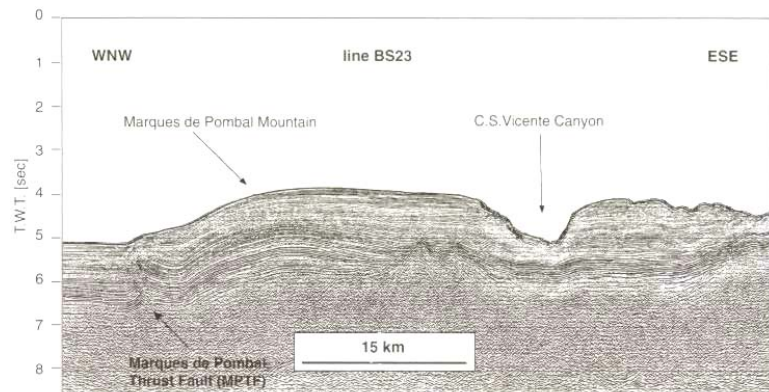


Figura II.29 – Linha sísmica migrada realizada na área do CSV e da FMP. De notar a marcada assimetria apresentada por este canhão. (Extraída de Zitellini *et al.*, 2004).

A formação do actual CSV é considerada plio-quadernária, no entanto a evolução desta região durante o Cenozóico foi complexa, com a sucessão de três gerações distintas de ravinamento, no Oligocénico inferior/médio, no Burdigaliano, e no Plio-Quaternário (Alves *et al.*, 2000).

II.1.3.2.3. - Banco de Gorringe

O Banco de Gorringe (Fig. II.21 e Fig. II.30) constitui um relevo submarino alongado segundo ENE-WSW, situado na extremidade Este da fronteira de placa Açores-Gibraltar, a cerca de 150 km a WSW do Cabo de S. Vicente, e separa a Planície Abissal do Tejo, situada a Norte, da Planície Abissal da Ferradura, localizada a Sul. Atinge dimensões impressionantes, apresentando cerca de 250 km de comprimento, 80 km de largura, e elevando-se aproximadamente 4 km acima do fundo marinho circundante (Girardeau *et al.*, 1998a). Podem ser individualizadas duas elevações: a NE, o Monte Ormonde (o respectivo topo situa-se a 80 m de profundidade), e a SW, o Monte Gettysburg (com o topo a apenas 24 m de profundidade). Este último apresenta um flanco Norte muito inclinado que se estende até -5000 m (Girardeau *et al.*, 1998b).

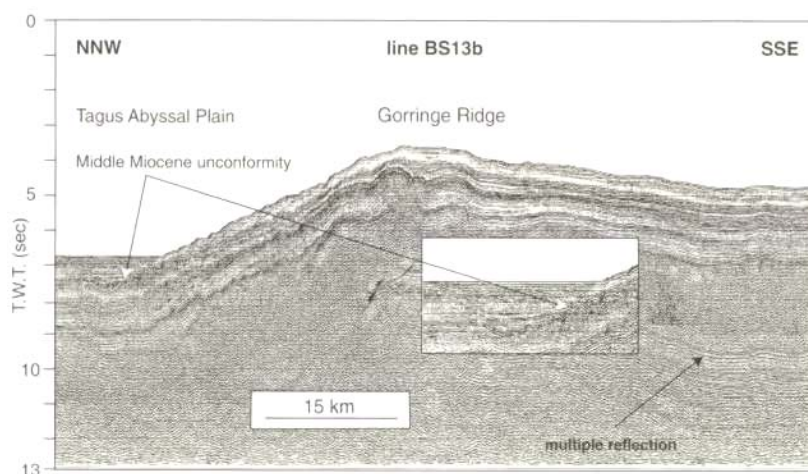


Figura II.30 - Linha sísmica de multicanal através do Banco de Gorringe. (Extraída de Zitellini *et al.*, 2004).

O Banco de Gorringe tem sido intensivamente estudado desde 1970 com o recurso a dragagens, sondagens (DSDP Site 120, Ryan *et al.*, 1973), e mergulhos em submersível (Auzende *et al.*, 1978; Girardeau *et al.*, 1998a). Utilizando este conjunto de métodos foi possível reunir dados que permitiram estabelecer a natureza oceânica do substrato do Banco de Gorringe, assim como as unidades que o compõem e a sua arquitectura global (Le Gall *et al.*, 1997). Em oposição, o conhecimento da sua estrutura, idade e os mecanismos de instalação permanece mais deficitário (Le Gall *et al.*, 1997).

O Banco de Gorringe expõe uma porção de litosfera oceânica peculiar constituída por peridotitos serpentinizados sobrepostos por um lacólito de gabro com 50 km de comprimento e 500 m de espessura formado há 148 Ma (Féraud *et al.*, 1986). Também apresenta alguns diques toleíticos e *pillow-lavas* que cortam ou assentam localmente sobre os peridotitos (Girardeau *et al.*, 1998b). Devido à ausência de um verdadeiro complexo dique-em-dique (*sheeted dike complex*), relacionado com a formação dos gabros, deduz-se que este maciço apresenta uma litosfera oceânica muito atípica (Girardeau *et al.*, 1998a). Dados gravimétricos mostram que o Banco de Gorringe corresponde a uma das maiores anomalias do geóide (Souriau, 1984), e que a crosta oceânica sob esta morfoestrutura é espessa, possivelmente devido ao cavalgamento para Norte de todo o maciço em direcção à Planície Abissal do Tejo (Sartori *et al.*, 1994; Le Gall *et al.*, 1997; Girardeau *et al.*, 1998a).

Uma espessa sequência sedimentar de idade cretácica e miocénica (Ryan *et al.*, 1973), que atinge cerca de 200 m, assenta directamente sobre os peridotitos ou gabros, constituindo pequenos afloramentos descontínuos geralmente limitados por falhas (Sartori *et al.*, 1994).

De acordo com Terrinha (1998), grande parte da morfologia actual do Banco de Gorringe, corresponde à propagação para NW de uma estrutura em anticlinal desenvolvida no topo de um cavalgamento mergulhante para SE (ou *thrust propagation fold* para NW).

A litosfera oceânica que compõe este maciço parece ter-se originado nos primeiros estádios da abertura do oceano Atlântico, no Jurássico Inferior, possivelmente na vizinhança de uma grande zona transcorrente esquerda (Olivet, 1996), sofrendo a partir do final do Cretácico, intensa deformação sob regime compressivo devido à convergência entre as placas África e Iberia, acomodada nesta região através de uma compressão intra-oceânica orientada SE-NW (Argus *et al.*, 1989). No contexto convergente cenozóico, o Banco de Gorringe sofreu o levantamento principal durante o Miocénico (Olivet *et al.*, 1984), cavalgando para Norte o domínio não deformado da Planície Abissal do Tejo (Le Gall *et al.*, 1997). A existência de um olistostroma em posição estratigráfica ante-Miocénico superior sugere a ocorrência de eventos compressivos mais antigos que o Tortoniano (Terrinha, 1998). Este autor propõe a existência de uma subdução miocénica mergulhando para SE situada no flanco Norte do Banco de Gorringe, estimando que a deslocação da placa subductada neste local deverá ultrapassar 10 km.

A análise de sismicidade recente indica que a Norte do Banco de Gorringe, os hipocentros situam-se a profundidade intermédia (60-70 km) e estão associados a um acidente orientado NE-SW, enquanto que a Sul, na Planície Abissal da Ferradura, os hipocentros são mais numerosos mas superficiais (Moreira, 1985).

II.1.3.2.4. – Monte Submarino e Crista Coral Patch

O Monte Submarino Coral Patch (*Coral Patch Seamount*) (Fig. II.21) constitui uma elevação morfostrutural de forma alongada segundo a direcção ENE-WSW, que separa a Planície Abissal da Ferradura situada a Norte, da Planície Abissal do Sena localizada a Sul. Imediatamente a Leste deste relevo, e na sua continuidade, reconhece-se uma elevação de menores proporções alongada segundo E-W, e designada por Crista Coral Patch (*Coral Patch Ridge*; Hayward *et al.*, 1999).

O Monte Submarino Coral Patch (MSCP) encontra-se recortado por diversas falhas de cavalgamento com atitude variável e vergências opostas, espaçadas de apenas 10 a 15 km, estando as falhas vergentes para Norte enraizadas mais profundamente, impondo a marcada assimetria exibida por esta morfologia (Sartori *et al.*, 1994). Estas falhas estão cobertas por sedimentos ou atingem a superfície, indicando um longo período de deformação (Sartori *et al.*, 1994). A geometria exibida por estas falhas, com um elevado ângulo na cobertura sedimentar e um baixo ângulo no substrato oceânico, apresenta semelhanças com as falhas descritas por Bull e Scrutton (1992) na área de deformação intraplaca do Oceano Índico. Dobramentos suaves e basculamentos de grande escala são também encontrados através do MSCP em direcção à Planície Abissal do Sena (Sartori *et al.*, 1994).

Regista-se na espessa sequência sedimentar da Crista Coral Patch (CCP) a presença de uma discordância que separa os sedimentos terrígenos do Eocénico inferior dos sedimentos pelágicos do Oligocénico superior (Hayes, Pimm *et al.*, 1972). Esta discordância encontra-se afectada por falhas de grande ângulo, com deslocamentos da ordem de 300-500 m. A idade exacta desta actividade é desconhecida, porém será pós-Oligocénico superior (Hayes *et al.*, 1972).

Um hiato cronologicamente semelhante foi reconhecido noutras locais do Atlântico (Hayes *et al.*, 1972), tendo sido invocada na sua explicação a acção simultânea de processos à escala regional,

decorrentes da re-organização das placas no início do Cenozóico, designadamente: *a)* forte erosão marinha e deslizamentos desencadeados por intensa actividade tectónica; *b)* ocorrência de uma profunda mudança no padrão de circulação oceânica.

Subsistem ainda muitas incertezas acerca da origem, natureza e significado geodinâmico da discordância do Eocénico inferior-Oligocénico superior.

No Cenozóico a área do MSCP e CCP deverá ter sofrido episódios de deformação impostos pela actividade tectónica ao longo da Zona de Fractura Açores-Gibraltar (Sartori *et al.*, 1994). Este período é igualmente marcado pelos episódios de deformação orogénica associados à formação da Cadeia Bética-Rif, que muito provavelmente ter-se-ão repercutido nesta área.

II.1.3.2.5. - Planície Abissal da Ferradura

A Planície Abissal da Ferradura (PAF) encontra-se delimitada a Norte pelo Banco de Goringe, e a Sul pelos montes submarinos Ampere e Coral Patch (Fig. II.21). Corresponde a uma depressão situada a mais de 4000 m de profundidade, preenchida por uma espessa sequência sedimentar composta por depósitos cuja idade se estende desde o Jurássico Superior até ao Plio-Quaternário (Sartori *et al.*, 1994), que assentam sob um soco com carácter acústico muito reflectivo e irregular (González *et al.*, 1996). Refira-se que, a atribuição de idade Jurássico Superior aos depósitos mais antigos se baseia nos dados disponíveis de lineações magnéticas existentes a Sul desta área (Sartori *et al.*, 1994).

No interior desta sequência sedimentar ocorre um espesso corpo de fácies sísmica caótica, situado a cerca de 0.5 seg. TWT sob o fundo marinho e atingindo mais de 1.5 seg. TWT de espessura (Torelli *et al.*, 1997). Este corpo recebeu a designação de “*Corpo Caótico Gigante*” ou “*Olistostroma*”, consoante os autores, e foi descrito como uma unidade homogénea, contínua por dezenas de quilómetros, que adelgaça e desaparece em direcção ao Banco de Goringe e aos restantes relevos que circundam a PAF (ex. Bonnin *et al.*, 1975; Sartori *et al.*, 1994; Torelli *et al.*, 1997; Maldonado *et al.*, 1999; Gràcia *et al.*, 2003a; Medialdea *et al.*, 2004).

Vários modelos têm sido propostos para explicar a génese do “*Corpo Caótico Gigante/Olistostroma*” (CCG/O). Assim, Purdy (1975) e Royden (1993) interpretaram a presença deste corpo na PAF como evidência de um prisma acrecionário produzido por subducção para Norte da placa Africana sob o Banco de Goringe. Bonnin *et al.* (1975) consideraram-no uma sucessão de olistostromas tortonianos provenientes da Cadeia Bética e empilhados em mantos de cavalgamento vergentes para Oeste. Sartori *et al.* (1994) e Torelli *et al.* (1997) sugeriram que o CCG/O seria um olistostroma resultante do soerguimento dos altos estruturais que circundam a PAF, durante o Tortoniano. Maldonado *et al.* (1999) e Medialdea *et al.* (2004) classificaram-no como a parte de origem de gravítica do prisma acrecionário do Golfo de Cádiz. Tortella *et al.* (1997), tal como os autores precedentes, invocaram mecanismos de fluxo de massa desencadeados por um episódio de deformação de máxima intensidade, como estando na origem do CCG/O, no entanto, não optaram pela escolha de nenhuma das hipóteses anteriormente propostas para a localização da fonte desse gigantesco olistostroma. Esta classificação do CCG/O como olistostroma baseia-se, por um lado, na analogia existente entre a sua imagem acústica caótica e a exibida pela “*Unidade Alóctone do Guadalquivir*” (Gràcia *et al.*, 2003a), e por outro, na típica terminação em *pinch-out* que este apresenta no seio dos sedimentos presentes nas vertentes dos altos estruturais que rodeiam a PAF.

Uma das muitas questões que permanecem relativamente ao CCG/O refere-se à determinação da sua idade. Esta situação reflecte a ausência de sondagens profundas que penetrem este corpo, a sua cobertura e os sedimentos basais pois, embora tenham sido realizadas duas sondagens DSDP na

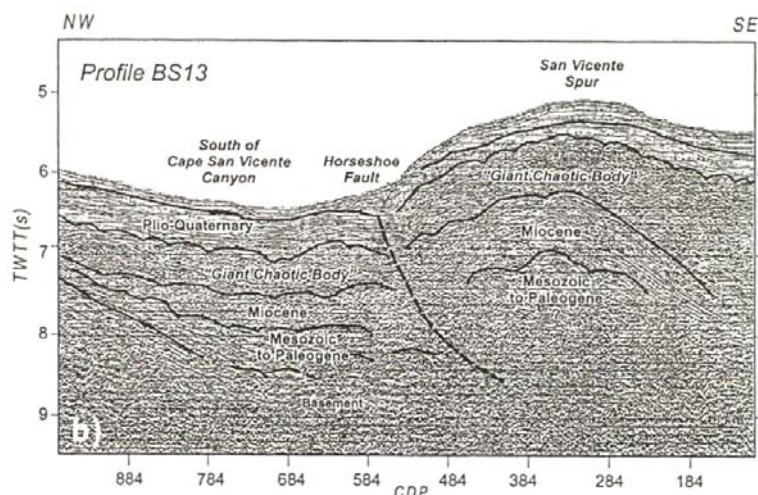
Margem SW Portuguesa, estas não permitem datar directamente o CCG/O, uma vez que foram efectuadas nos altos estruturais Banco de Gorringe (Site 120) e Crista Coral Patch (Site 135). Neste contexto, a datação do CCG/O foi estimada recorrendo à correlação cronológica com dados de sondagens petrolíferas efectuadas na Bacia do Guadalquivir (Perconing, 1962) e no sector externo da Cadeia do Rif onde foi detectada a ocorrência de corpos caóticos tortonianos (ex. Bonnin *et al.*, 1975; Lajat *et al.*, 1975). Atendendo a estes dados provenientes da região bético-rifenha, a maioria dos autores está de acordo com a atribuição de uma idade de Miocénico superior para o CCG/O, mais especificamente Tortoniano (ex. Bonnin *et al.*, 1975; Torelli *et al.* 1997; Maldonado *et al.*, 1999). Existem no entanto, algumas excepções. Hayes, Pimm *et al.* (1972), baseados nos dados da sondagem DSDP Site 135 assumem que o CCG/O será pós-Oligocénico superior, sendo também esta a idade que lhe atribuem González *et al.* (1996). Auzende *et al.* (1981) sugerem que este corpo se instalou no Miocénico médio (15 Ma) em consequência da deformação no orógeno Béticas-Rif. Tortella *et al.* (1997), baseados na interpretação das linhas sísmicas IAM calibradas com as sondagens DSDP Site 120 e DSDP Site 135, atribuem ao CCG/O (por eles designado unidade sísmica O4b), uma idade de Oligocénico superior a Miocénico. Igualmente Hayward *et al.* (1999) verificaram que o CCG/O termina em *onlap* contra a unidade sísmica EH-II de idade Aptiano inferior a Eocénico inferior, identificada próximo da Crista Coral Patch, apontando para uma idade de pós-Eocénico médio para este corpo caótico.

A estrutura profunda da PAF tem sido revelada através do emprego de métodos de refacção sísmica (ex. Purdy, 1975; González *et al.*, 1996). Estes métodos indicam que o Moho deverá situar-se a cerca de 11 seg. TWT, correspondendo a uma profundidade aproximada de 14 km (Purdy, 1975). A modelação efectuada por González *et al.* (1996) ao longo de uma linha orientada NE-SW, mostra o importante adelgaçamento experimentado pela crosta, a qual apresenta uma espessura de cerca de 30 km a NE junto do alto estrutural de S. Vicente, diminuindo progressivamente para SW em direcção à zona mais profunda da PAF onde atinge uma espessura inferior a 15 km. Este adelgaçamento crustal assemelha-se ao observado noutras margens passivas geradas por uma sucessão de episódios de *rifting* (González *et al.*, 1996).

Evidências da ocorrência de deformação compressiva recente na PAF são expressas por actividade sísmica concentrada principalmente no sector próximo de S.Vicente (Carrilho, 2005) e pela presença de falhas inversas, identificadas em toda a área (Sartori *et al.*, 1994; Hayward *et al.*, 1999). Estas falhas apresentam vergências opostas, nomeadamente, para Sul no Banco de Gorringe e para Norte nos montes Ampere e Coral Patch. Na sua maioria afectam a cobertura sedimentar provocando dobramentos suaves em anticlinal, sem ruptura do fundo (Hayward *et al.*, 1999). Segundo Sartori *et al.* (1994) os padrões de deformação, sem disrupção da sucessão sedimentar e a ausência de geometrias rampa-patamar nas superfícies de cavalgamento, descartariam a hipótese avançada por Purdy (1975) e Royden (1993) que defendia a existência de uma subducção activa na área. As estruturas compressivas encontradas na PAF oriental parecem ser muito semelhantes em geometria e grau de encurtamento às encontradas mais a Sul na Planície Abissal do Sena (Sartori *et al.*, 1994).

A interpretação de imagens de sonar lateral de alta resolução (TOBI) e de batimetria multifeixe colocou em evidência a presença de uma importante falha NE-SW designada “Falha da Ferradura” (*Horseshoe Fault*) (Gràcia *et al.*, 2003b; Zitellini. *et al.*, 2004), situada na extremidade Sul do Canhão de São Vicente e estendendo ao longo da PAF em direcção à Crista coral Patch. Esta falha corresponde a um cavalgamento muito inclinado que desloca o CCG/O (Torelli *et al.*, 1997), os seus depósitos de cobertura e afecta a superfície do fundo (Gràcia *et al.*, 2003b; Zitellini *et al.*, 2004) (Fig. II.31).

Figura II.31 – Interpretação de uma linha multicanal realizada a sul do Canhão de S. Vicente. Observa-se a Falha da Ferradura e o Corpo Caótico Gigante. (Extraída de Gràcia e Dañobeitia, 2001).



De referir ainda, a ocorrência na PAF de várias unidades turbidíticas (Gràcia *et al.*, 2003b) sugerindo uma taxa média de deposição holocénica de um turbidito por cada 1000 anos (Lebreiro *et al.*, 1997). O turbidito mais recente desta sucessão é contemporâneo do sismo e *tsunami* de 1755 (Thomson e Weaver, 1994).

II.2. – SÍNTESE DOS MODELOS ESTRATIGRÁFICOS DO CENOZÓICO DO SW IBÉRICO

II.2.1. – Estratigrafia da área emersa

II.2.1.1. – Bacia do Algarve

II.2.1.1.1. – Breve descrição dos depósitos neogénicos-quaternários

Os depósitos neogénicos e quaternários do sector emerso da Bacia do Algarve (Fig. II.32) têm sido objecto, ao longo dos últimos vinte anos, de diversos trabalhos consagrados ao seu reconhecimento, descrição, organização estratigráfica das unidades, datação, análise paleoambiental, e cartografia (ex. Antunes *et al.*, 1981; Manuppella, 1988; Antunes e Pais, 1993; Cachão, 1995; Cachão e Silva, 2000; Pais *et al.*, 2000; Brachert *et al.*, 2003).

Apesar dos vários trabalhos que têm vindo a ser desenvolvidos, existem questões relacionadas com a organização e hierarquização das unidades estratigráficas neogénicas e quaternárias, e com a respectiva datação, que continuam a suscitar forte controvérsia entre os diferentes autores (ex. Antunes e Pais, 1993; Moura e Boski, 1994; Cachão, 1995).

No que se refere aos depósitos neogénicos, é no entanto consensual, que estes se formaram em ambiente marinho pouco profundo, que passou progressivamente ao longo do tempo, de carbonatado para siliciclástico. Traduzindo esta modificação no carácter do ambiente sedimentar, são geralmente definidas duas formações: a *Formação Carbonatada de Lagos-Portimão*, mais antiga, e a *Formação de Cacela*, mais recente e siliciclástica, embora a respectiva organização estratigráfica dos depósitos que as compõem e a idades destes seja distinta consoantes os modelos defendidos por diferentes autores (ex. Antunes e Pais, 1993; Cachão, 1995).

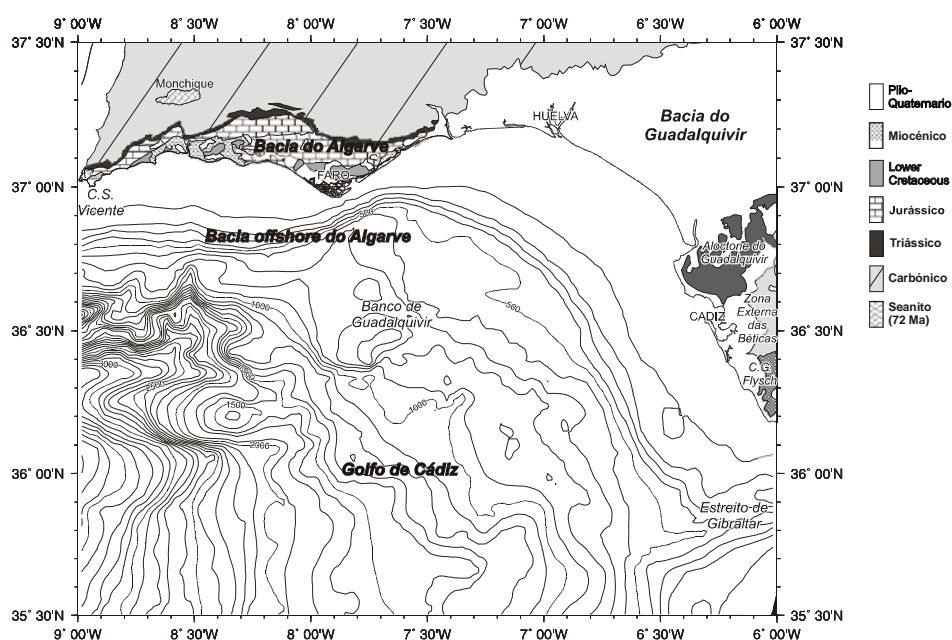


Figura II. 32– Geologia simplificada da Bacia do Algarve e da Cadeia Bética e da sua bacia de ante-país, a Bacia do Guadalquivir. (Simplificado de Gràcia *et al.*, 2003a).

A Figura II.33 apresenta uma síntese dos vários depósitos reconhecidos na Bacia do Algarve e as diferentes datações propostas para cada um deles segundo a aplicação de diferentes métodos. A maioria das idades atribuídas a estes depósitos baseiam-se na análise biostratigráfica de macro e microfósseis, sendo utilizados neste último caso, preferencialmente Foraminíferos e Nanofósseis Calcários. Algumas datações foram igualmente obtidas através de métodos de geocronologia absoluta como K/Ar e Sr/Sr (Pais *et al.*, 2000).

Verifica-se que a cidade de Faro materializa grosso modo, uma fronteira entre dois domínios deposicionais distintos, representados, a Oeste desta localidade, por sedimentos predominantemente carbonatados, e a Este, por sedimentos terrígenos argilo-arenosos (Fig. II.34). Assim, a sequência neogénica situada a Oeste da cidade de Faro, é composta pela sucessão da “*Formação Carbonatada de Lagos-Portimão*”, *Areias de Olhos de Água*, *Siltos glauconíticos de Campina de Faro*, *Espongolitos de Mem Moniz*, enquanto que a Este, destaca-se a presença dos “*Conglomerados de Galvanas*”, e de níveis siltíticos ou arenosos que se incluem na *Formação de Cacela*.

Um aspecto a destacar, refere-se à ausência de depósitos Paleogénicos bem datados na Bacia emersa do Algarve, embora Manupella (1988) sugira que o *Conglomerado da Guia* poderá corresponder ao único vestígio existente na bacia de depósitos desta idade. No que se refere aos depósitos *quaternários* do Algarve, estes são compostos por sedimentos siliciclásticos avermelhados ou amarelados, que constituem afloramentos contínuos que se prolongam ao longo da costa, desde Oura até Olhão. Segundo Cachão (1995) estes cobrem em conformidade os depósitos da *Formação da Praia da Falésia*. Estes sedimentos foram inicialmente cartografados por Manuppella (1992) como “*Areias e conglomerados de Faro-Quarteira*” de idade Plistocénico. A atribuição desta idade a estes depósitos é ainda controversa. Moura e Boski (1994) propõem a formalização do termo “*Formação do Ludo*”, que segundo os autores será de idade Pliocénico terminal-Plistocénico.

DEPÓSITO	DESCRIÇÃO LITOLÓGICA	PALEOAMBIENTE	IDADE (MÉTODO DE DATAÇÃO)
Conglomerado da Guia	Conglomerados monogénicos com intercalações de calcretes e argilas vermelhas. Biselam o Mesozóico, e são cobertos pelo Miocénico basal transgressivo e carbonatado.		Paleogénico? (Manuppella, 1988). (datação com base nas relações geométricas) (a).
Formação Carbonatada de Lagos-Portimão	Biocalcarenitos muito fossilíferos. Assentam em discordância angular ou paraconformidade sobre depósitos mesozóicos, soto paleozóico e possivelmente sobre depósitos paleogénicos. Toda a sucessão foi muito afectada por carsificação. O seu topo está marcado por superfície erosiva, que está coberta por arenitos laminados pobres em fósseis.	Ambiente litoral e de plataforma continental de alta energia “temperada quente”.	Serravaliano (fósseis de mamíferos; foraminíferos planctónicos) (b). Burdigaliano a Langhiano inferior (foraminíferos planctónicos) (b). Burdigaliano inferior a Serravaliano superior (Sr/Sr) (c).
Areias finas e Arenitos	Sobrepoem-se à Formação Carbonatada de Lagos-Portimão da qual estão separados por uma superfície erosiva. Rico em microfósseis, incluindo bancos de ostraídeos. Marcam uma mudança de sedimentação carbonatada para siliciclástica.	Ambiente litoral muito próximo da linha de costa	Miocénico inferior (foraminíferos planctónicos) (b). Tortoniano inferior (Sr/Sr) (c).
Areias de Olhos de Água	Espessos depósitos de areias que assentam em descontinuidade sobre a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão e estão cobertas pelas “Areias de Faro-Quarteira”. Tratam-se de areias brancas fluviais, às quais se sobrepoem areias de praia e conglomerados. São abundantes os fósseis de vertebrados.	Ambiente costeiro pouco profundo, quente e rico em vegetação aquática, na proximidade da foz de um grande rio. Condições climáticas tropicais a sub-tropicais.	Serravaliano ou Tortoniano (fósseis de vertebrados) (b). Miocénico superior-Pliocénico (moluscos) (b). 3.0Ma (datação Sr/Sr obtida em ostras) (c).
Esgonolito de Mem Moniz	Depósito composto por espículas de esponjas e outros microfósseis siliciosos. Contém também foraminíferos e nanofósseis calcários. Assenta sobre depósitos do Cretácico. Depósitos deste tipo são desconhecidos noutras locais em Portugal.	Este depósitos ter-se-ão acumulado em condições de <i>upwelling</i> . As associações de foraminíferos bentónicos sugerem ambiente costeiro, com grande abundância de matéria orgânica no sedimento e alguma escassez de oxigenação. Tal poderá indicar condições de semi-confinamento.	Tortoniano inferior (foraminíferos planctónicos) (b). Serravaliano superior (nanofósseis calcários) (b). Serravaliano superior (Sr/Sr) (c).
Siltes Glauconíticos de Campina de Faro	Siltes, localmente ricos em glauconite. Ocorrem também fácies mais grosseiras e carbonatadas, ricas em fósseis de moluscos e equinóides. Assentam sobre base erosiva que corta a Formação Carbonatada de Lagos-Portimão, ou em discordância angular sobre os Arenitos de Campina de Faro.	Formados provavelmente em taludes submarinos	Tortoniano superior 6.19 0.18 Ma (K/Ar) (d).
Conglomerado de Galvana	Conglomerado poligénico com blocos estriados que excedem 1 m. Contém passagens mais finas de siltes glauconíticos intercalados.		Messiniano ou Pliocénico ? (datação por K/Ar de siltes com glauconite 6.72 0.17 Ma) (d).
Formação de Cacela	Biocalcarenitos fossilíferos ricos em areão de quartzo. Apresentam grande riqueza de fauna malacológica. Na sua base ocorrem conglomerados ou microconglomerados, que assentam em discordância angular sobre o Cretácico ou Triásico. Ocorrem níveis de silte com glauconite. Os depósitos mais superficiais <i>overlie</i> um <i>hardground</i> ferruginoso.	Os depósitos mais recentes correspondem a um ambiente confinado.	Tortoniano superior-Messiniano inferior (foraminíferos planctónicos) (b). Tortoniano superior (nanofósseis calcários) (b). Messiniano a Pliocénico inferior (depósitos mais recentes) (b). 8.3 Ma (Sr/Sr) (c).
Depósitos de Morgadinho e Algoz	Compreendem espessos depósitos arenosos em associação (para o topo) com margas, argilas lignitosas, calcários margosos lacustres e crostas calcárias. Sobrepoem-se à Formação de Cacela e são cobertos pelas Areias de Faro-Quarteira.	Ambiente não marinho, caracterizado por lagoas ou pântanos permanentes de águas doces, ricos em vegetação. A análise palinológica indica clima quente e húmido, enquanto que os fósseis de mamíferos apontam para condições climáticas temperadas.	Pliocénico terminal a início do Pleistocénico médio (fauna de mamíferos) (b).
Formação de Faro-Quarteira Ou Formação do Ludo	Areias de grão médio em geral muito rubeficadas, sem fósseis. Sobrepoem-se à unidade de Morgadinho.		

Figura II.33 – Síntese dos depósitos neogénicos e quaternários da Bacia do Algarve, respectivo paleoambiente e datações obtidas através de métodos distintos. (Dados compilados de Manuppella *et al.*, 1987a; Manuppella *et al.*, 1987b; Manuppella, 1988 (a); Antunes *et al.*, 1990 (b); Antunes e Pais, 1993 (d); Pais *et al.*, 2000 (c); Cachão, 1995; Moura e Boski, 1994).

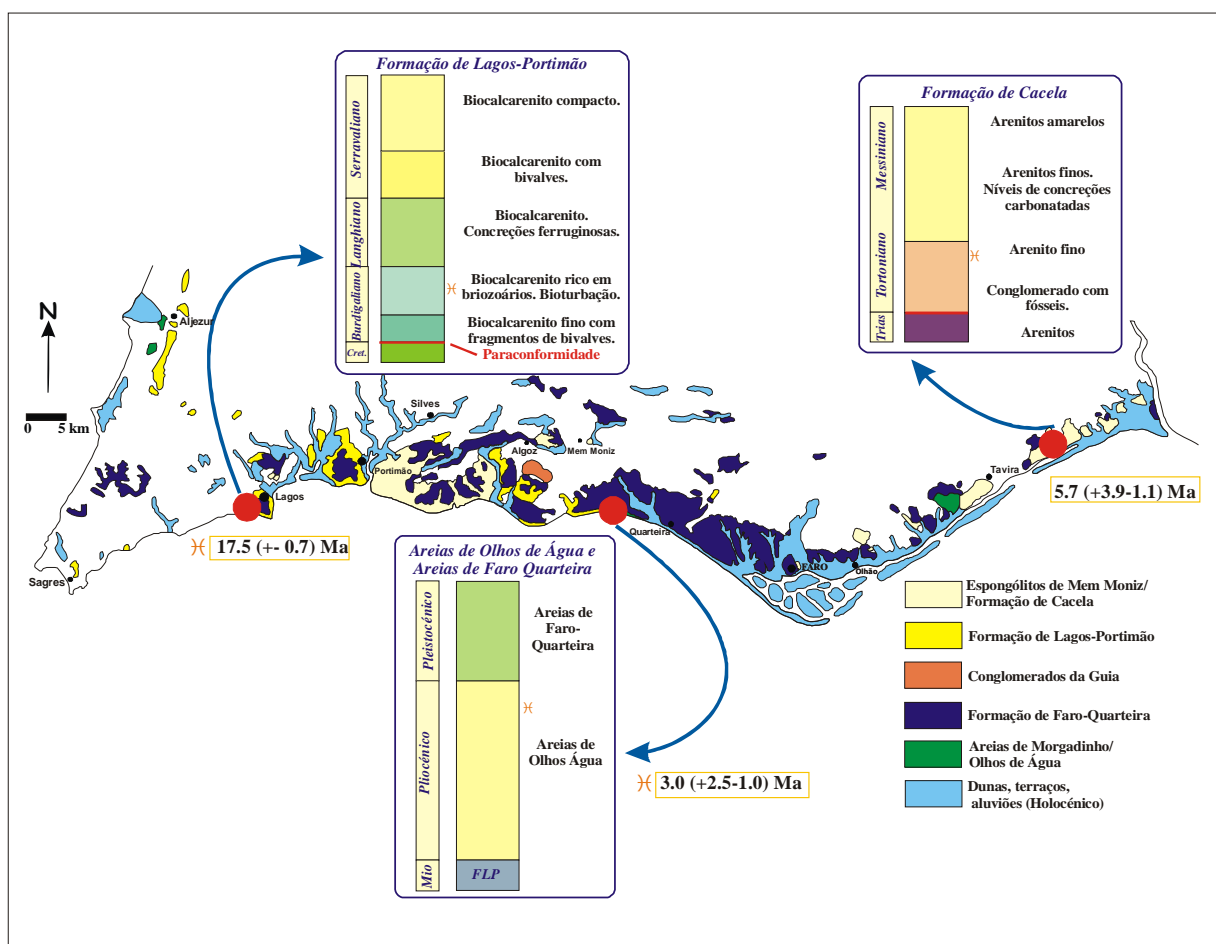


Figura II.34 – Cartografia simplificada dos depósitos neogénicos da Bacia do Algarve e datações dos depósitos extraídas de Pais *et al.* (2000). Colunas estratigráficas adaptadas dos mesmos autores.

II.2.1.1.2. – Polémica em redor da estratigrafia do Neogénico

A despeito da atenção particular de que têm sido alvo os depósitos neogénicos, o estabelecimento da organização e datação das respectivas unidades estratigráficas tem-se revelado uma tarefa difícil, envolta em polémica. De facto, estes dois aspectos têm constituído um permanente foco de controvérsia entre diversos autores, especialmente entre Antunes e Pais (1993), Pais *et al.* (2000) e Cachão (1995), Cachão e Silva (2000). Esta situação, suscitou a apresentação de dois modelos estratigráficos distintos, e por vezes antagónicos em certos aspectos, defendidos por estes autores, com intuito de melhor traduzirem a sucessão estratigráfica do Neogénico no sector emerso da Bacia do Algarve.

As Figuras II.35 e II.36 ilustram bem a disparidade existente entre os modelos defendidos respectivamente por Antunes e Pais (1993) e Cachão (1995). Esta disparidade reside sobretudo na idade atribuída à *Formação de Lagos-Portimão*, e à existência, ou não, de um hiato correspondente ao Tortoniano superior entre esta formação e a *Formação de Cacela*, sobrejacente (Fig. II.35). A divergência entre estes dois modelos atinge o seu ponto culminante, por exemplo, no caso das *Areias de Olhos de Água* (Fig. II.36), as quais seriam, de acordo com Antunes e Pais (1993), do Miocénico médio e imediatamente sobrejacentes à *Formação de Lagos-Portimão*, ou seriam, pelo contrário segundo Cachão (1995), pliocénicas e integrantes da *Formação de Praia da Falésia*.

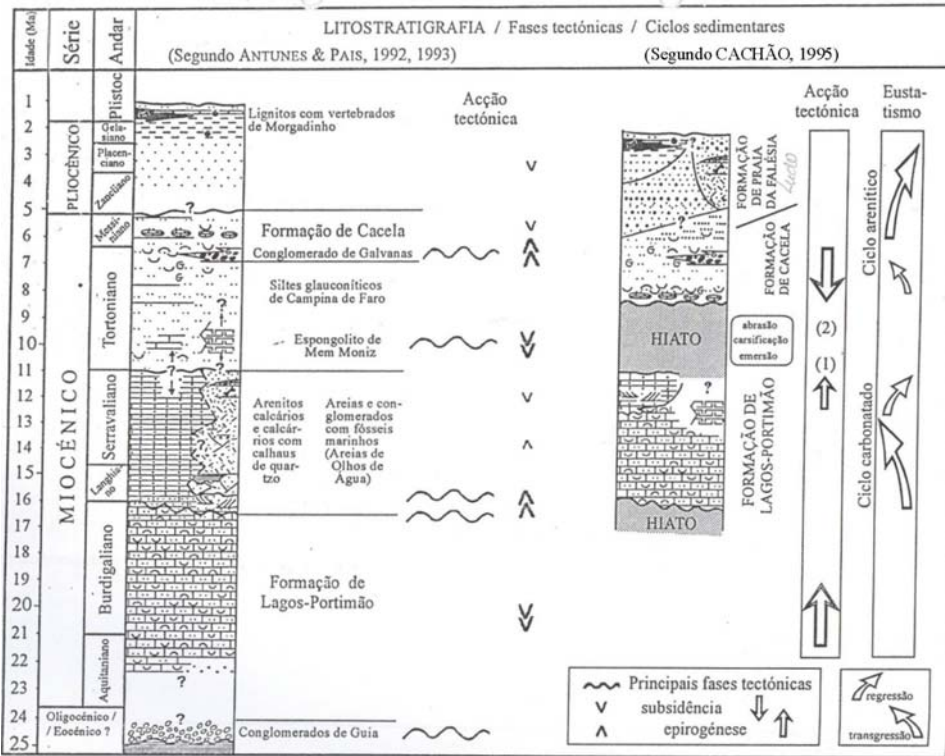
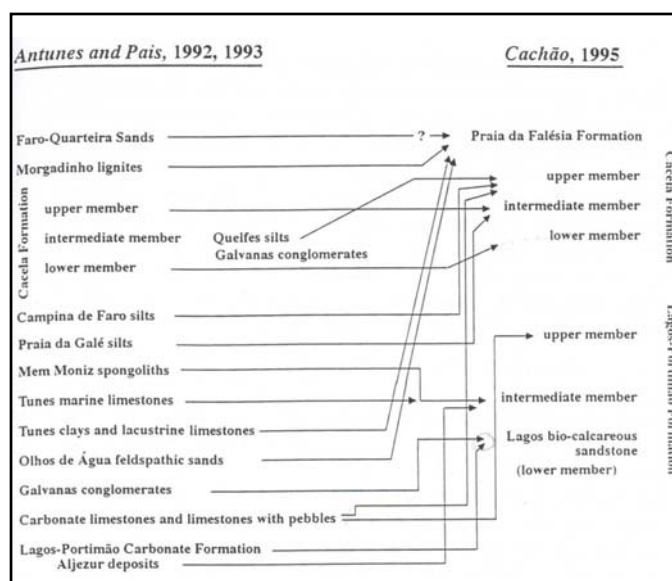


Figura II.35 – Comparação entre os dois modelos estratigráficos propostos para o Neogénico da Bacia do Algarve por Antunes e Pais (1993) e por Cachão (1995). (Extraída de Cachão, 1995).

Um dos aspectos mais discutidos acerca destes dois modelos estratigráficos refere-se à idade atribuída à *Formação Carbonatada de Lagos-Portimão*. Segundo Antunes e Pais (1993), esta será Aquitaniano médio a inferior, enquanto que Cachão (1995) e Cachão e Silva (2000) propõem uma idade de Serravaliano ou Langhiano inicial. Saliente-se que, o esclarecimento desta questão é de importância crucial para o estabelecimento do modelo estratigráfico para o Neogénico do Algarve, pois a *Formação Carbonatada de Lagos-Portimão* constitui a base da sequência neogénica, assentando discordantemente sobre depósitos do Cretácico. Assim, apenas com o conhecimento da idade desta Formação é possível avaliar a real amplitude temporal da discordância existente entre o Cretácico e o Neogénico na Bacia emersa do Algarve.

Recentemente, porém, o acesso a datações através do método Sr/Sr (Pais *et al.*, 2000) permitiu clarificar algumas das discrepâncias entre os dois modelos propostos, vindo impôr a necessidade de proceder-se à revisão de ambos os modelos em alguns aspectos. Assim, relativamente às *Arenas de Olhos de Água*, constata-se que a datação Sr/Sr efectuada em conchas de ostras revela uma idade de 3.0 (+2.5-1.0) Ma para este depósito, compatível com o Placenciano. Este novo dado parece pois, reforçar, neste caso em particular, o modelo proposto por Cachão (1995). Situação oposta verifica-se relativamente à *Formação de Lagos-Portimão*, cujas datações por Sr/Sr apontam claramente para idade de Burdigaliano (ex. 17.5 ± 0.7 Ma) corroborando deste modo, o modelo que tem vindo a ser defendido, ao longo dos últimos anos por Antunes e Pais (1993), em detrimento do modelo apresentado por Cachão (1995).

Figura II.36 – Correlação entre as propostas de organização das unidades estratigráficas apresentadas por Antunes e Pais (1993) e por Cachão (1995). (Extraída de Terrinha, 1998).



A abordagem proposta por Cachão (1995) e Cachão e Silva (2000) destaca-se pelo reconhecimento do papel controlador desempenhado pelas variações eustáticas e pela tectónica na edificação destas sequências deposicionais neogénicas. Estes autores defendem a existência de dois ciclos eustáticos, aos quais se sobrepõe a influência exercida pelas fases tectónicas associadas à orogenia bética. Propõem assim, um modelo constituído pela sucessão de duas sequências deposicionais de 2ª ordem, as quais traduzem dois ciclos eustáticos neogénicos associados a transgressões no Miocénico médio e no Miocénico superior. Estas duas sequências deposicionais encontram-se separadas por um hiato que abarca o intervalo de tempo compreendido, possivelmente entre o Serravaliano superior e o Tortoniano médio. Segundo os autores referidos, a deposição da segunda sequência terá sido também influenciada pela subsidência associada ao arqueamento flexural da *foreland* da Cadeia Bética.

Assim, de modo mais detalhado, os autores acima citados circunscrevem a ocorrência do 1º ciclo deposicional entre o Langhiano e o Serravaliano médio, em consequência de uma importante transgressão, e cujos depósitos cobriram uma discordância erosiva poligénica talhada nos socos paleozóicos e mesozóicos da região do Algarve (Cachão, 1995). As litofácies predominantes correspondem a depósitos carbonatados (biocalcarenítos) representados pela *Formação Carbonatada de Lagos-Portimão*. Após um hiato, que terá tido uma duração superior a 2.5 Ma, resultante da emersão e erosão da margem portuguesa, registou-se a deposição do 2º ciclo entre o Tortoniano superior e o Pliocénico, no qual se enquadram a *Formação de Cacela* e a *Formação de Ludo*.

Na região central do Algarve (em Oura) verifica-se que a *Formação de Cacela* recobre as unidades mais recentes da *Formação de Lagos-Portimão*, as quais se apresentam carsificadas. Esta discordância encontra-se bem marcada por uma superfície de abrasão marinha bioerodida que corta um substrato já litificado, testemunhando deste modo a importante lacuna de tempo que separa estas duas formações Cachão e Silva (2000). Estes autores sugerem que este hiato pode estar relacionado com o cavalgamento do Arco Bético-Rifenho para Oeste decorrente de uma fase compressiva no Serravaliano. Defendem ainda que este hiato pode ser reconhecido numa vasta área que se estende desde o Algarve até à Planície Abissal Ibérica, baseados na correlação entre os dados da sondagem *Corvina* realizada no imersa do Algarve e os dados do Leg ODP 149 efectuado na Planície Abissal Ibérica.

II.2.1.2. - Bacia do Guadalquivir

A Bacia do Guadalquivir (Fig. II.37) corresponde a uma depressão de forma triangular, alongada segundo a direcção ENE-WSW, preenchida com sedimentos neogénicos, que afloram na extremidade oriental desta bacia a cerca de 200 m de altitude (Sierro *et al.* 1990).

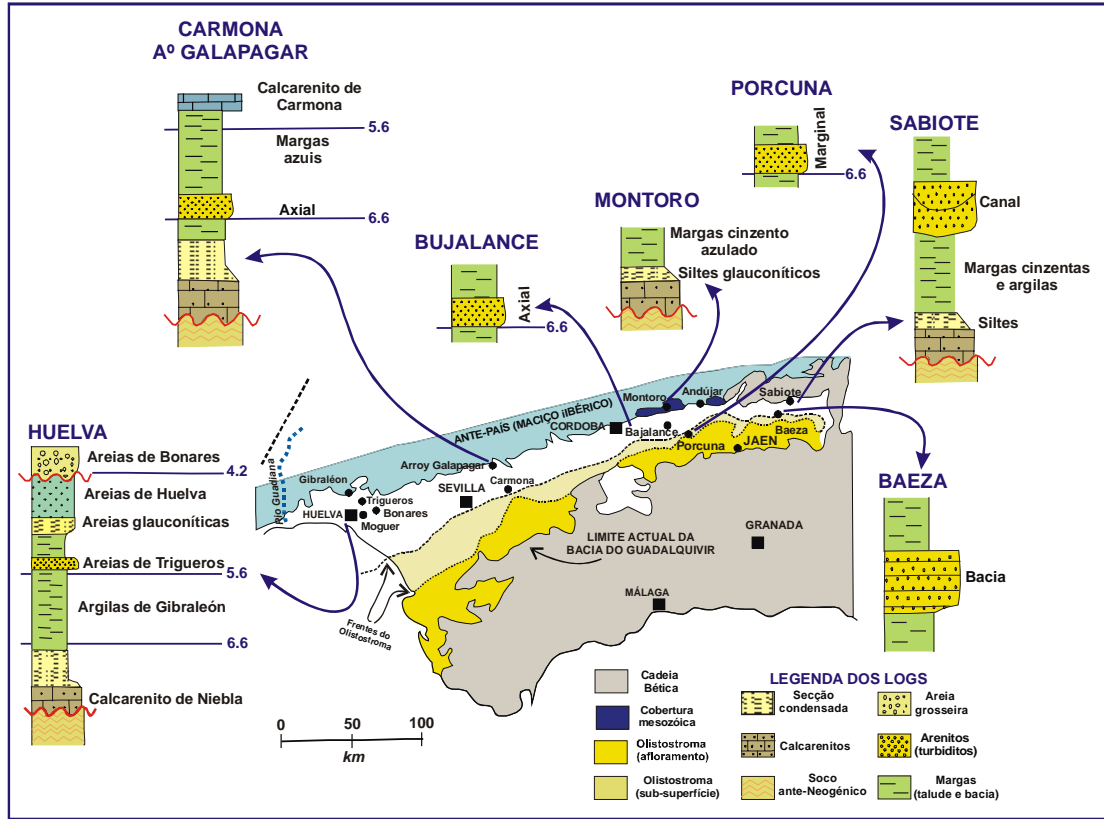


Figura II.37 – Localização dos principais depósitos da Bacia do Guadalquivir e sequências estratigráficas. (Dados das colunas estratigráficas e respectiva localização compilados de Sierro *et al.*, 1990).

Na Bacia do Guadalquivir são identificadas duas fases distintas de evolução:

- 1ª - como **bacia foredeep**, no Burdigaliano-Serravaliano;
- 2ª - como **bacia foreland** (ante-país), a partir do Tortoniano inferior-Pliocénico.

Assim, a partir do Tortoniano inferior, a parte ocidental da antiga *bacia foredeep*, do Miocénico inferior-médio e situada no Estreito Norte Bético, evoluiu para uma *bacia foreland* (ante-país), constituindo a actual Bacia do Guadalquivir *s.s.* É precisamente nesta última fase evolutiva que se processa o preenchimento sedimentar da bacia, o qual regista estas duas fases de evolução, consistindo em dois conjuntos sedimentares distintos: um conjunto inferior constituído por sedimentos depositados quando a bacia consistia numa *foredeep basin*, e um conjunto superior, que corresponde a depósitos relacionados com a sua fase *foreland ss*. Neste conjunto mais recente Sierro *et al.* (1990) distinguiram cinco sequências deposicionais em toda a bacia, progressivamente mais jovens e denotando maior profundidade em direcção a Oeste, e estabelecidas com base na correlação paleontológica detalhada de plâncton calcário (Figs. II.37 e II.38). A erosão desnudou o topo das várias sequências e talhou uma superfície de erosão que mergulha suavemente para Oeste. Este processo erosivo atingiu a sua máxima expressão no sector oriental da Bacia, em

consequência de soerguimento geral deste sector, posteriormente à deposição das sequências mais antigas, as quais se encontram preservadas apenas no sector ocidental. Salienta-se que, actualmente, os processos sedimentares associados ao preenchimento da Bacia prosseguem no Golfo de Cádiz (Maldonado *et al.*, 1999).

Relativamente à idade dos sedimentos mais antigos que preenchem a Bacia do Guadalquivir, existe desacordo entre os vários autores, sendo atribuídos ao Helveciano (Perconing, 1962), Tortoniano (Sierro *et al.*, 1990) ou Langhiano superior (Berástegui *et al.*, 1998). Considerando esta última datação Garcia-Castellanos *et al.* (2002) reconhecem a presença de seis sequências sismostratigráficas no preenchimento sedimentar da Bacia do Guadalquivir que abarcam um intervalo de tempo compreendido entre o Langhiano superior e o Messiniano superior. Estas sequências miocénicas estão cobertas por sedimentos do Plio-Quaternário. As sequências deposicionais ante-messinianas registam pequenas variações laterais na direcção de progradação, enquanto que após o Messiniano as sequências são progradantes para WSW ao longo do eixo da bacia, reflectindo a presente direcção de transporte sedimentar Garcia-Castellanos *et al.* (2002). A taxa de sedimentação foi mais acentuada durante o Messiniano (Bérástegui *et al.*, 1998).

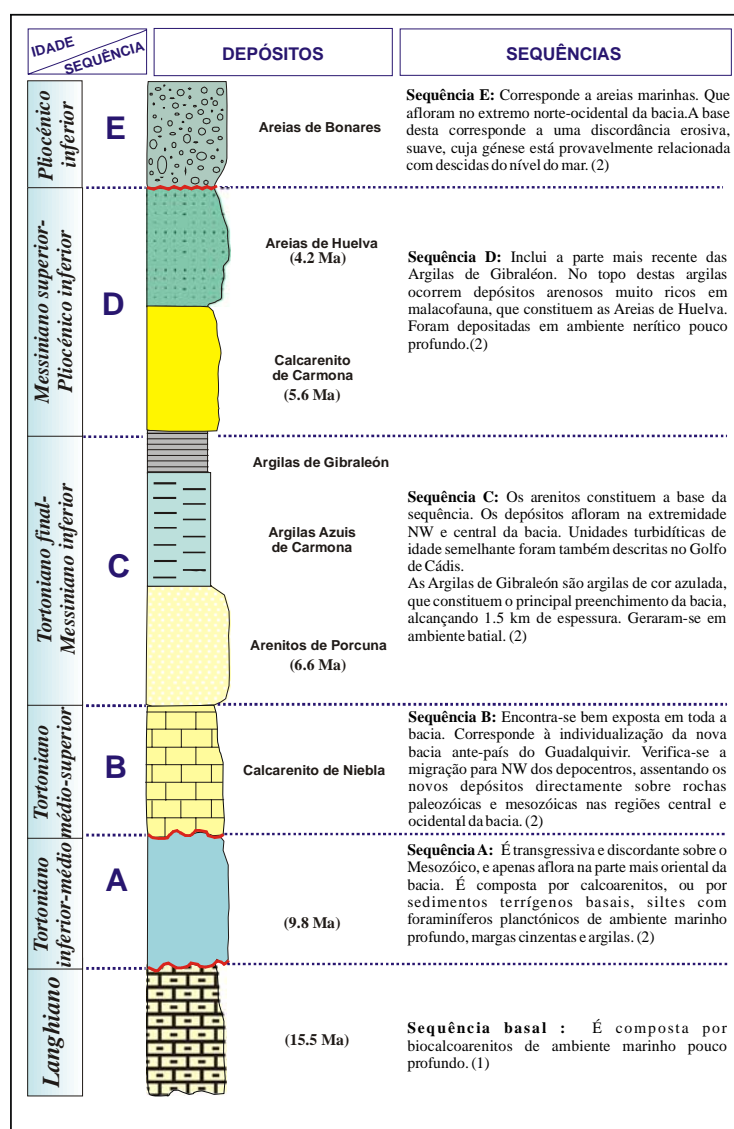


Figura II. 38 – Sequências deposicionais da Bacia do Guadalquivir. (Dados compilados de (1) Berástegui *et al.*, 1998 e (2) Sierro *et al.*, 1990).

II.2.1.3. - Correlação estratigráfica entre as Bacias do Algarve e do Guadalquivir

A correlação estratigráfica entre a Bacia do Algarve e a Bacia do Guadalquivir apenas é possível estabelecer, considerando os depósitos marinhos que afloram a Este de Faro. Esta faixa de sedimentos, constitui provavelmente o prolongamento para Oeste da Bacia do Guadalquivir, uma vez que estes, apresentam semelhanças com os sedimentos que preenchem a esta Bacia, relativamente ao seu alinhamento, características estruturais, tipo de sedimentos e micropaleontologia. O Neogénico predominantemente carbonatado aflorante a Oeste da cidade de Faro, não tem equivalente na Bacia do Guadalquivir. A ocorrência de depósitos do Miocénico inferior-médio apenas foi reconhecida através de sondagens realizadas nesta Bacia e no Golfo de Cádiz. Possivelmente, os depósitos do Guadalquivir devem ter-se formado num ambiente mais profundo que os depósitos do Algarve.

Atendendo estes aspectos, Antunes *et al.* (1990) e Cachão (1995) consideram que a *Formação de Cacela* será equivalente aos *Calcarenitos de Niebla*, e pelo menos, à parte basal da *Formação de Argilas de Gibratéon* (Fig. II.39).

Refira-se ainda, que os *Espongólitos de Mem Moniz* não têm qualquer equivalente no restante território de Portugal, embora ocorram em Espanha sedimentos siliciosos da mesma idade sempre associados ao olistostroma Antunes *et al.* (1990).

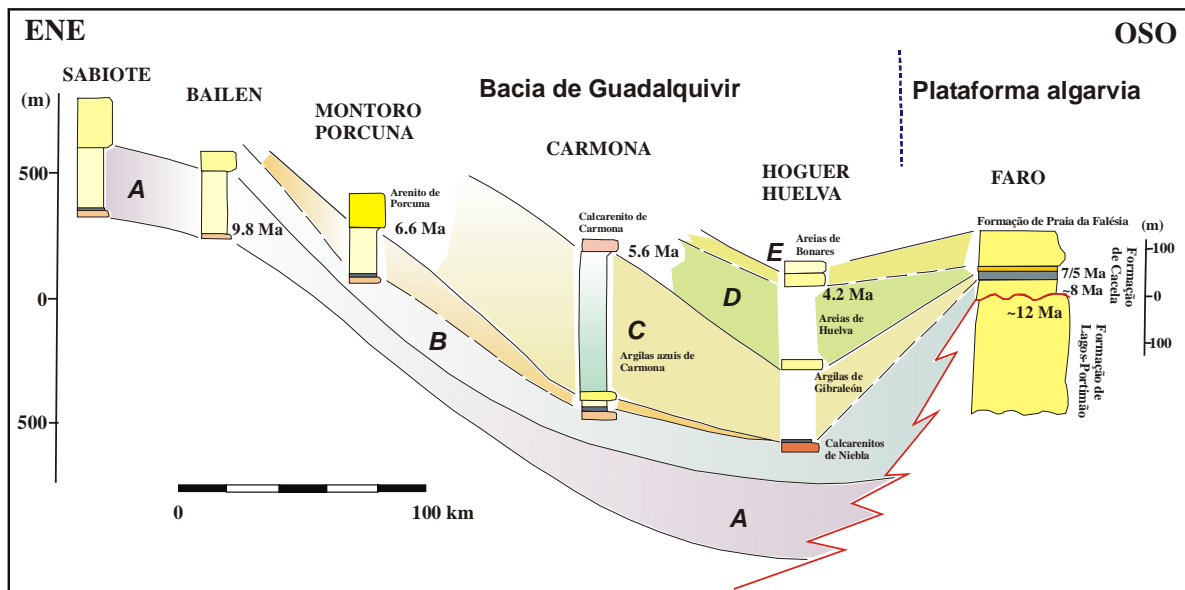


Figura II. 39 – Correlação estratigráfica entre os depósitos da Bacia do Guadalquivir e os depósitos da Bacia do Algarve. (Extraída de Cachão,1995).

II.2.2. - Estratigrafia da área imersa

Apesar do esforço desenvolvido nos últimos anos, com a realização de diversos cruzeiros na margem Sul Portuguesa com vista à aquisição de dados de reflexão sísmica (em especial de alta resolução), cores ou dragagens, alguns aspectos cruciais relacionados com a estratigrafia do Cenozóico da margem permanecem ainda desconhecidos. Esta situação, deve-se em parte, ao facto da grande maioria dos cruzeiros realizados nesta área incidir na recolha de dados que visam

esclarecer os aspectos sedimentares ou paleoceanográficos do Pliocénico terminal e do Quaternário superior, relegando para um plano secundário os relacionados com a tectonostratigrafia cenozóica. Este cenário tem vindo no entanto, lentamente a modificar-se, em especial desde 1992, com a realização de campanhas para aquisição de dados de sísmica de reflexão multicanal (ex. IAM, ARRIFANO, BIGSETS, VOLTAIRE), sem contudo terem sido obtidas sondagens profundas devido ao custo financeiro que tal implica.

É assim neste quadro, dominado pela escassez de dados que permitam calibrar adequada e rigorosamente as linhas sísmicas, que se tem vindo a estabelecer a estratigrafia do Cenozóico da margem Sul Portuguesa, em ambos os seus sectores: Bacia imersa do Algarve e Golfo de Cádiz.

II.2.2.1. - Bacia do Algarve

O estado actual do conhecimento da estratigrafia do sector imerso da Bacia do Algarve permanece escasso, apoiando-se num conjunto de dados insuficientes e dispersos, os quais consistem em cinco sondagens, efectuadas nesta bacia por companhias petrolíferas com o intuito de prospectar a ocorrência de hidrocarbonetos, e às quais se juntam dragagens e cores realizados no decurso de cruzeiros de carácter científico. Neste cenário pouco favorável em termos da informação estratigráfica disponibilizada pelos dados, foram no entanto, propostos três modelos estratigráficos entre 1988 e 2002 (Mougenot, 1988; Terrinha, 1998; Lopes, F., 2002; Lopes *et al.*, 2006), baseados na interpretação de linhas sísmicas, sobretudo linhas multicanal provenientes da pesquisa petrolífera levada a cabo nesta área entre 1975 e 1982, e calibradas estratigraficamente com o recurso às sondagens acima referidas e a algumas dragagens ou cores. O primeiro destes trabalhos foi desenvolvido por Mougenot (1988), e corresponde igualmente ao primeiro grande trabalho de fundo realizado na Bacia imersa do Algarve, mantendo-se ainda actual em muitos dos seus aspectos. Assim, a Figura II.40 apresenta um exemplo de interpretação sismostratigráfica de uma linha sísmica efectuada na Bacia imersa do Algarve, segundo o referido autor, destacando-se a cores os reflectores que constituem a base de unidades sísmicas. A Figura II.41 pretende sintetizar a sequência sismostratigráfica e respectiva calibração litostratigráfica proposta igualmente por Mougenot (1988) para o conjunto desta Bacia.

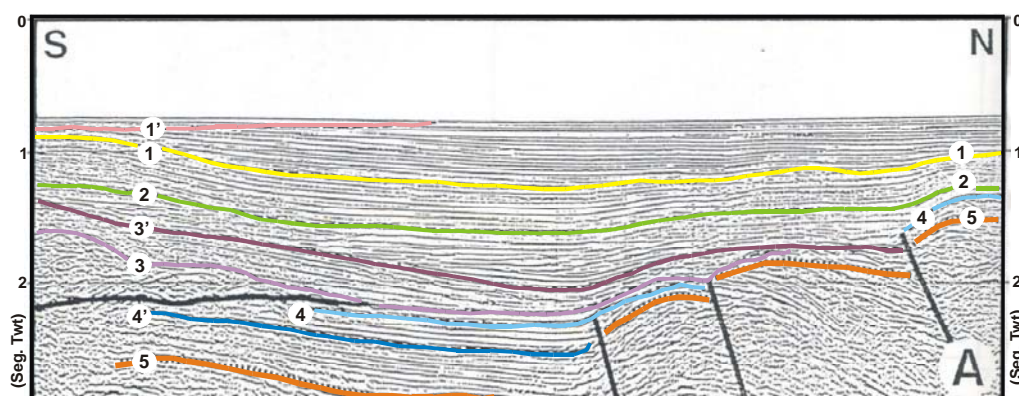


Figura II.40 – Exemplo de uma linha sísmica interpretada realizada no sector imerso da Bacia do Algarve, orientada N-S e sensivelmente frente à foz do rio Guadiana. A cronostratigrafia esta apresentada na Fig. II.41. (Extraída de Mougenot, 1988).

Mougenot (1988) apresentou ainda uma hipótese de correlação entre as formações identificadas na margem do Algarve e as existentes no sector emerso. Assim, correlacionou a unidade sísmica compreendida entre os reflectores 5 e 4, correspondendo às *Formações carbonatadas do Eocénico superior-Miocénico inferior*, como sendo equivalente à *Formação Carbonatada de Lagos-Portimão* reconhecida em terra.

Os modelos estratigráficos apresentados por Terrinha (1998) e Lopes *et al.* (2006) apresentam algumas semelhanças com o modelo inicial de Mougenot (1988), destacando-se o facto de todos os autores reconhecerem a existência de três horizontes importantes na sequência cenozóica, embora surjam algumas divergências no que se refere à respectiva datação, designadamente, em relação ao reflector identificado por 4, M ou H4 segundo os autores, ao qual atribuem a idade de Miocénico médio ou de Miocénico inferior (Fig. II.42).

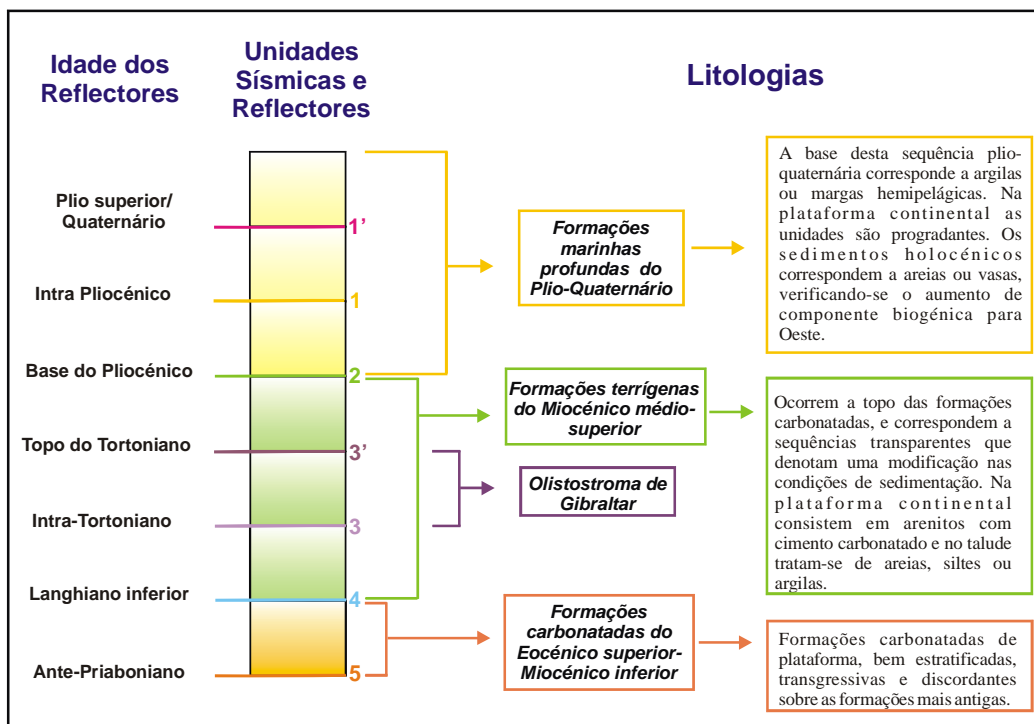


Figura II.41 – Sismostratigrafia e litostratigrafia da Bacia imersa do Algarve. (Dados compilados de Mougenot, 1988).

II.2.2.2. - Golfo de Cádiz

No que se refere ao estabelecimento da estratigrafia do Cenozóico no Golfo de Cádiz, a situação assemelha-se à descrita para a Bacia do Algarve. Os modelos estratigráficos existentes baseiam-se na informação disponibilizada por um conjunto de sondagens petrolíferas realizadas no sector espanhol do Golfo de Cádiz, próximo da fronteira com Portugal. A Figura II.43 apresenta a correlação tectonostratigráfica entre algumas destas sondagens proposta por Maldonado *et al.* (1999). Estes autores propõem igualmente um modelo estratigráfico para o Golfo de Cádiz, conjugando a interpretação de linhas sísmicas de multicanal e a respectiva calibração utilizando estas sondagens (Fig. II.44). Neste modelo destaca-se a presença de uma importante discordância (BFU: *basal foredeep unconformity*) que limita a base das unidades do Tortoniano superior, e que de acordo com estes autores, corresponde à base da bacia *foredeep*, marcando também a base do olistostroma, que defendem cobrir o Golfo de Cádiz.

Tortella *et al.*, (1997) apresentam também um modelo sismo-estratigráfico para o Golfo de Cádiz, no qual distinguem a existência de cinco unidades sísmicas, que abrangem o intervalo de tempo compreendido entre o Triássico e o Plio-Quaternário (Fig. II.45).

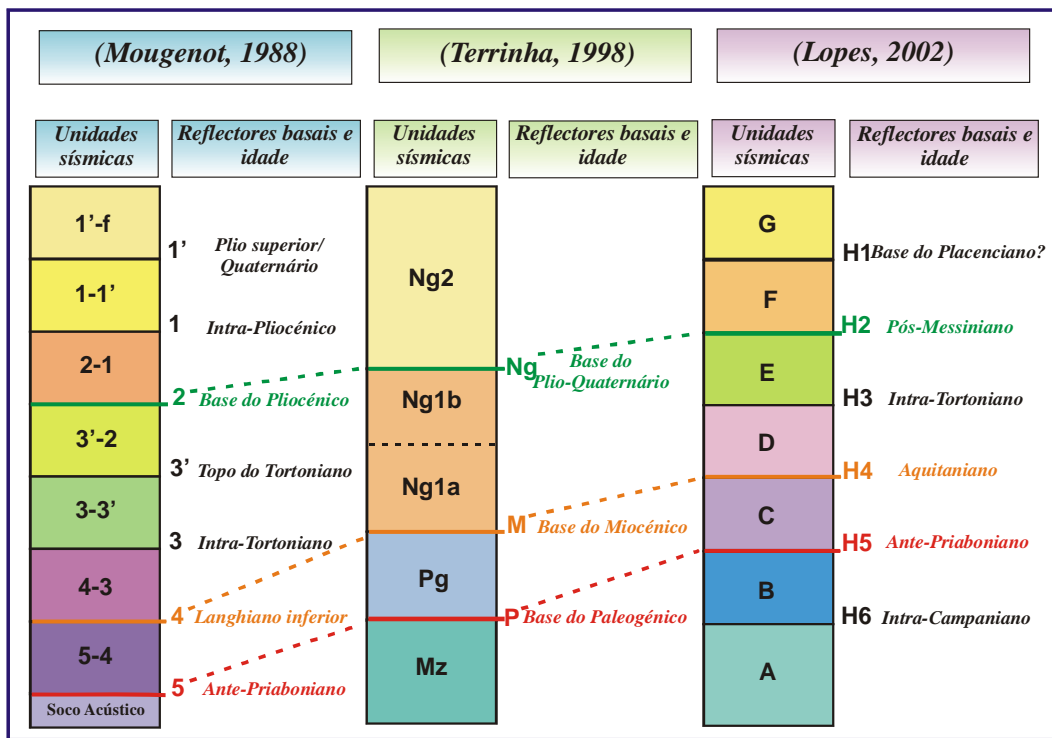


Figura II.42 – Correlação entre os modelos sismoestratigráficos propostos para a Bacia imersa do Algarve. (Dados compilados de Mougnot, 1988; Terrinha, 1998; Lopes, 2002).

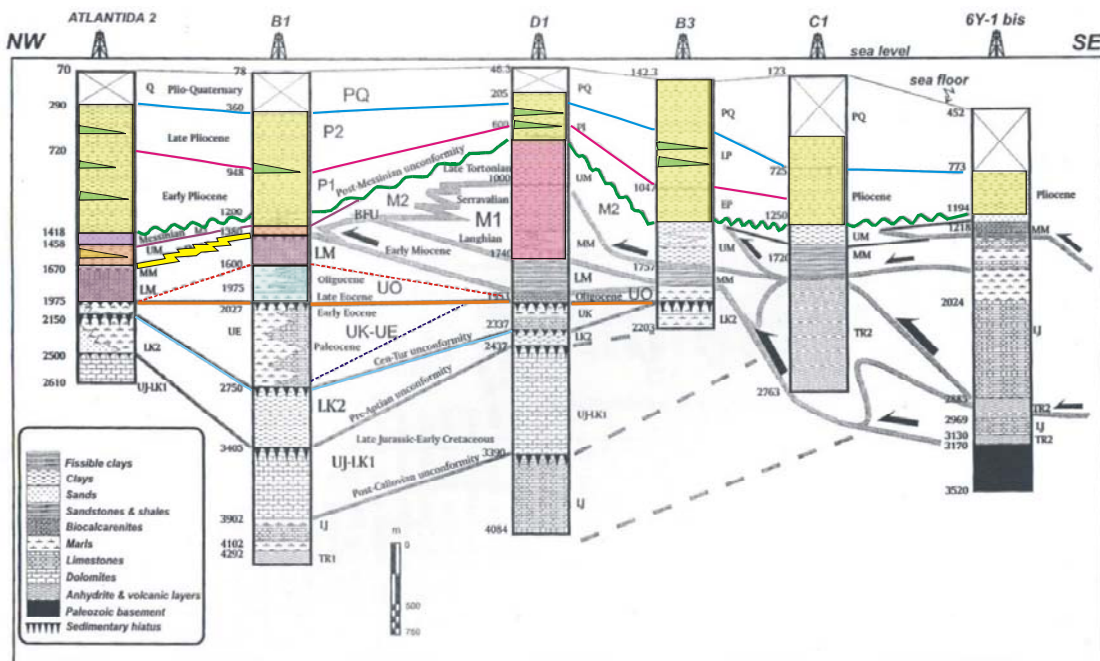


Figura II.43 – Correlação tectonoestratigráfica entre as sondagens do sector espanhol do Golfo de Cádiz. Destacam-se a cores as unidades cenozóicas e as principais discordâncias. (Extraída de Maldonado *et al.*, 1999).

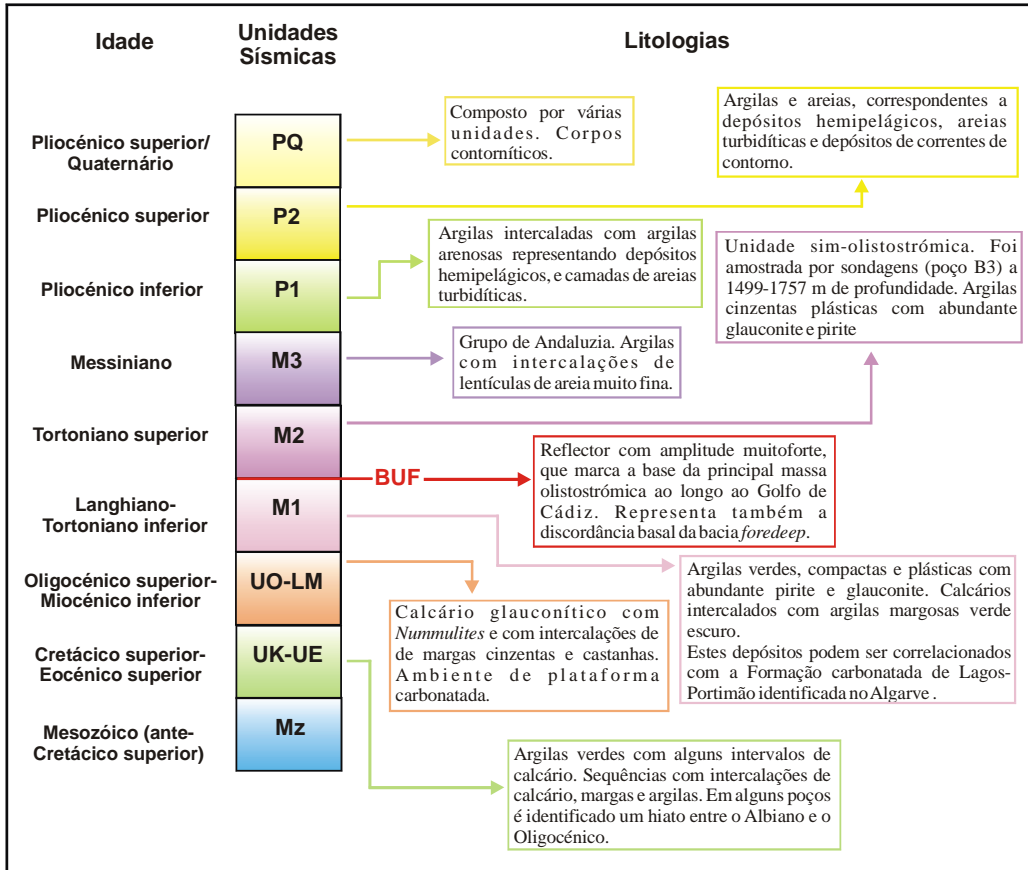


Figura II.44 - Estratigrafia do Golfo de Cádiz estabelecida por Maldonado *et al.* (1999), com base na interpretação de linhas sísmicas e sondagens. (Dados compilados de Maldonado *et al.*, 1999).

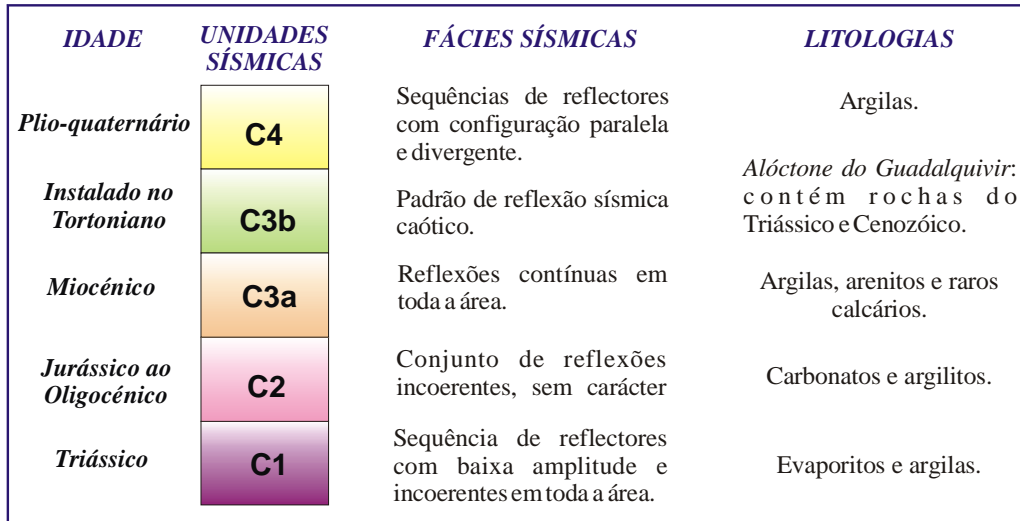


Figura II.45 – Estratigrafia do Golfo de Cádiz estabelecida por Tortella *et al.*, (1997) com interpretação de linhas sísmicas e sondagens. (Dados compilados de Tortella *et al.*, 1997).

Os trabalhos de Gràcia *et al.* (2003a) e Medialdea *et al.*, (2004) apresentam novos dados acerca da geologia do Golfo de Cádiz, porém, do ponto de vista estratigráfico, os modelos propostos por estes autores não apresentam novidades, estando em consonância com o modelo precedente sugerido por Maldonado *et al.* (1999).

II.2.2.3. - Margem Sudoeste Portuguesa

Relativamente ao estado actual do conhecimento da estratigrafia do Cenozóico da Margem SW Portuguesa, verifica-se que o panorama não difere grandemente do acima descrito para a Bacia do Algarve e Golfo de Cádiz. Os dados acerca das sequências cenozóicas circunscrevem-se somente a duas sondagens DSDP, designadamente, DSDP Site120 realizada no Banco de Gorringe e DSDP Site135 na Crista Coral Patch. Alguma informação tem sido, no entanto, obtida recorrendo a *cores* de gravidade, os quais porém, apenas permitem acesso aos níveis mais recentes da sequência sedimentar, nomeadamente Pliocénicos ou Quaternários.

O estabelecimento de modelos sismostratigráficos para esta margem, apoiados na interpretação de linhas sísmicas de multicanal e calibrados com os dados das sondagens acima referidas, têm vindo a ser propostos nos últimos (Tortella *et al.*, 1997; Hayward *et al.*, 1999; Rovere, 2002; Matias, 2002) (Fig. II.46). Uma síntese destes modelos é apresentada na Figura II.48.

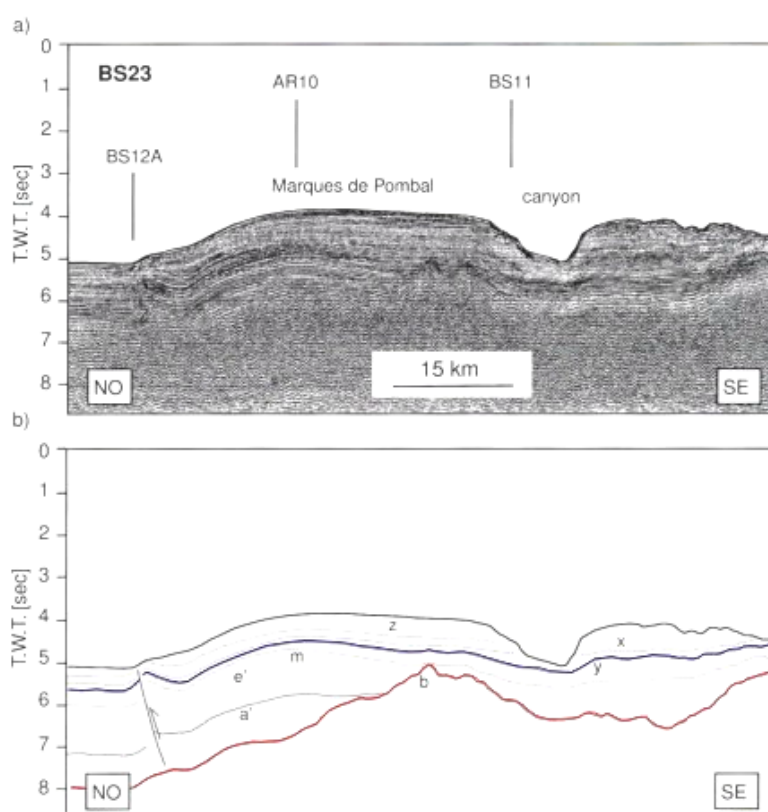


Figura II.46 – Exemplo de uma linha sísmica multicanal situada na área da Falha Marquês de Pombal e respectiva interpretação. (Extraída de Rovere, 2002).

II.2.3. – Síntese dos modelos estratigráficos

Uma síntese dos vários modelos existentes para o SW da Ibéria (no seu extremo mais oriental), mais especificamente para os seus sectores emerso (Bacia do Algarve e Bacia do Guadalquivir) e imerso (Bacia do Algarve e Golfo de Cádiz) é apresentada na Figura II.47, a qual pretende dar uma perspectiva simultaneamente temporal e espacial desses modelos estratigráficos, enquadrando-os num contexto geológico mais amplo, à escala regional salientando os aspectos comuns. Uma síntese dos modelos sismostratigráficos propostos para a Margem SW Portuguesa é igualmente apresentada na Figura II.48.

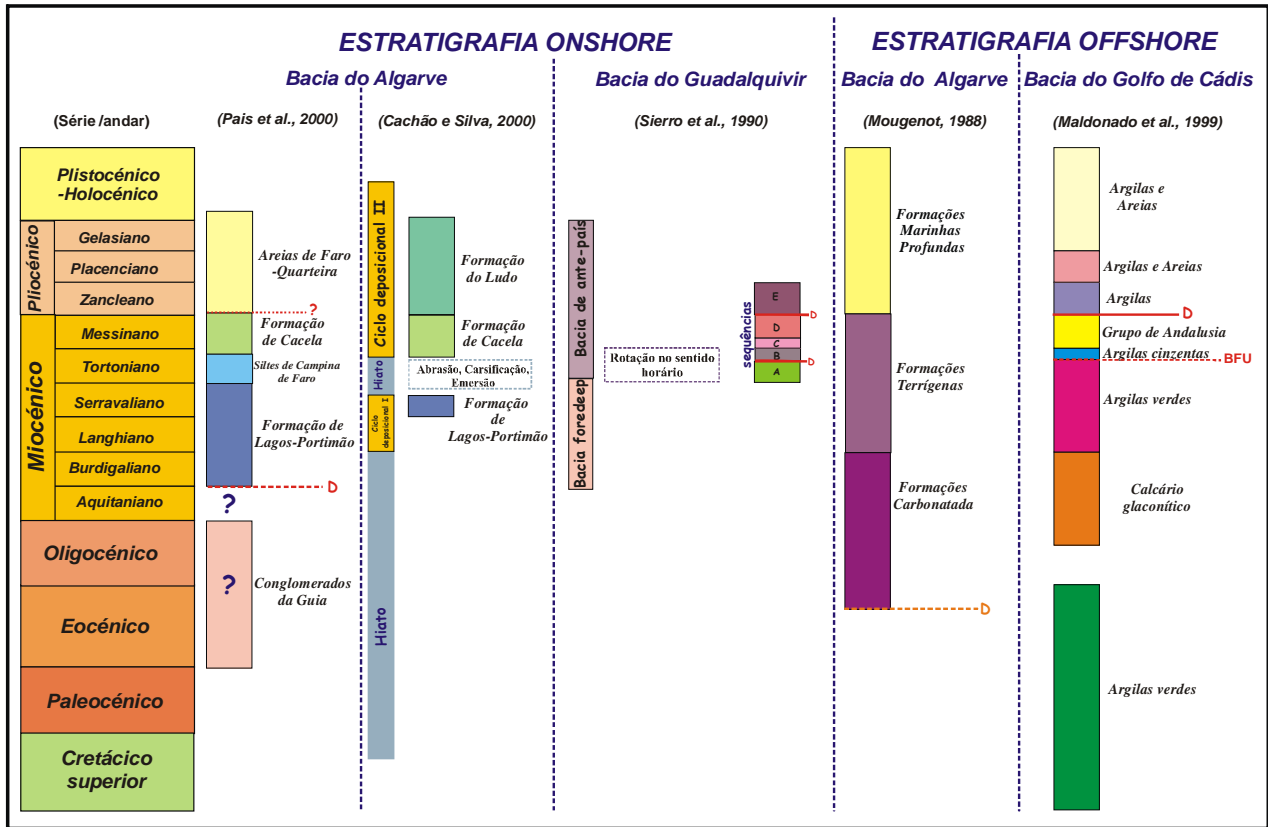


Figura II.47 - Síntese dos vários modelos estratigráficos para os sectores emersos (Bacia do Algarve e Bacia do Guadalquivir) e imersos (Bacia do Algarve e Golfo de Cádiz) do SW Ibérico. (Dados compilados de Pais *et al.*, 2000; Cachão e Silva, 2000; Sierro *et al.*, 1990; Mougénot, 1988; Maldonado *et al.*, 1999).

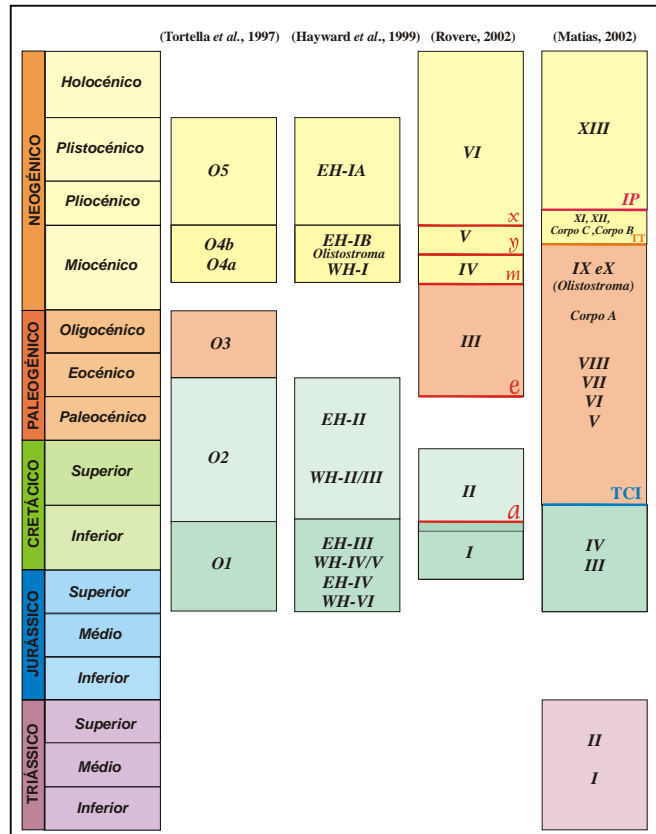


Figura II.48 - Síntese dos modelos sismostratigráficos propostos para a Margem Sudoeste Portuguesa. (Dados compilados de Tortella *et al.*, 1997; Hayward *et al.*, 1999; Rovere, 2002; Matias, 2002).