

José Carlos Ribeiro Kullberg

**EVOLUÇÃO TECTÓNICA MESOZÓICA DA
BACIA LUSITANIANA**

Dissertação apresentada para obtenção
do Grau de Doutor em Geologia –
Especialidade Geologia Estrutural pela
Universidade Nova de Lisboa,
Faculdade de Ciências e Tecnologia.

Lisboa

2000

À

Graça

Luís Miguel

Ana Teresa

AGRADECIMENTOS

A elaboração de dissertação de doutoramento é um processo, mais ou menos longo, dependente de factores intrínsecos como o perfil e, mesmo, a personalidade do candidato, e de factores extrínsecos, como a instituição onde exerce funções, a equipa onde se encontra integrado, particularmente o(s) seu(s) orientador(es) e, até, o seu “mundo” familiar.

Quanto aos factores intrínsecos, não me cabe fazer juízos de valor. Considero-me privilegiado quanto aos factores que me rodearam, ou seja os extrínsecos. Sempre contei com o total apoio institucional, a inteira disponibilidade dos meus orientadores, e o grande espírito da equipa e camaradagem demonstrado pelos colegas. Não foram estes factores que contribuíram para um desenvolvimento tão prolongado do trabalho conducente à apresentação da dissertação, mas exclusivamente o meu perfil e personalidade, infelizmente em prejuízo de todos, incluindo a família. Para todos, em geral, aqui fica a minha dívida de gratidão.

Quero começar pois por exprimir o meu profundo e sincero agradecimento aos orientadores, Professores Doutores Rogério Bordalo da Rocha (FCT/UNL) e António Ribeiro (FC/UL), pela disponibilidade, permanente incentivo, compreensão e paciência que demonstraram no desenrolar deste trabalho. Um agradecimento acrescido é devido ao esforço dedicado ao candidato, na fase final de redacção da dissertação, quando o tempo se escoava a

velocidade acima do normal... A eventual condução a “bom porto” é-lhes devida em grande medida.

Quanto à amizade e aos ensinamentos que foram, com grande honra para mim, dispensados pelo Prof. Dr. René Mouterde (Université Catholique de Lyon, França), expresso aqui o meu profundo agradecimento, extensivo aos exemplos de postura profissional e de dedicação à Geologia, que tentarei, com modéstia, seguir. Acresce ainda um agradecimento especial pela revisão de parte do texto da dissertação, em particular do subcapítulo I.2, e respectivas sugestões e, também, pelo acolhimento na sua instituição, em estada de trabalho.

Ao colega e amigo Pedro Terrinha (Universidade de Lisboa) quero agradecer as frutuosas e por vezes acaloradas discussões tidas na preparação de vários trabalhos, cujos ensinamentos foram aplicados na elaboração da dissertação. Não quero também deixar de agradecer o seu permanente incentivo e preocupação pela conclusão deste trabalho e também a sua postura ética ao retardar alguns trabalhos no âmbito de projecto de que é responsável, em prejuízo próprio, à espera da conclusão desta dissertação.

Os meus reconhecidos agradecimentos são também devidos:

- ao Prof. Dr. António Ferreira Soares (Universidade de Coimbra) que me proporcionou grandes ensinamentos no campo e em discussões de gabinete, referentes, entre outras matérias, às ocorrências de escorregamentos sinsedimentares em diferentes sectores da Bacia Lusitaniana;

- ao Prof. Dr. Antonio Casas (Universidad de Zaragoza, Espanha), pelas visitas de campo que me proporcionou às bacias ibéricas, bem como pelas discussões extremamente frutuosas das quais resultaram novos conhecimentos;

- à Prof^a Dr^a Beatriz Lopes Marques (Universidade Nova de Lisboa), em particular pela datação de algumas unidades litostratigráficas localizadas em diferentes áreas estudadas pelo candidato;

- à Prof^a Dr^a Lúcia Martins (Universidade de Lisboa) que, em tempo “record”, analisou amostras de rochas ígneas da região da Arrábida, bem como efectuou revisão e discussão sobre o texto do subcapítulo I.4;

- à Prof^a Dr^a Maria Carla Kullberg (Universidade de Lisboa), minha irmã, que reviu, de forma crítica, parte do texto da dissertação; o agradecimento estende-se às aulas que deu em minha substituição, quando usufruí de dispensa de serviço docente, com natural sobrecarga para além da sua carga horária normal;

- ao Prof. Dr. Jacques Rey (Université Paul Sabatier, Toulouse, França), pelas informações que me dispensou sobre as (não) evidências de vulcanismo registadas nos sedimentos do Cretácico inferior dos sectores central e sul da Bacia Lusitaniana;

- à Prof^a Dr^a Ana Soria (Universidad de Zaragoza, Espanha), pela análise de microfácies de amostras recolhidas na região da Arrábida;

- ao Prof. Dr. Serge Elmi (Université Claude Bernard, Lyon, França), pelo acolhimento na sua instituição em estada de trabalho;

- aos Prof.s Drs. Regêncio Macedo, Luís Vitor Duarte (Universidade de Coimbra) e João Pais (Universidade Nova de Lisboa) pelo fornecimento de bibliografia.

Para a realização dos trabalhos incluídos nesta dissertação, várias foram as entidades que me apoiaram e, para as quais expresso os meus agradecimentos:

- Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da Universidade Nova de Lisboa (CEPUNL) (Centro de Investigação em Geociências Aplicadas (CIGA), pelo fornecimento de todos os meios colocados à minha disposição, necessários para a realização do trabalho e para a minha formação o que inclui o pagamento de deslocações no país e ao estrangeiro e a disponibilização de todos os meios informáticos e consumíveis em geral;

- Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (LATTEX) pelos frequentes convites para integrar equipas de projectos de investigação promovidos pelo Laboratório, bem como de todo o equipamento que me foi disponibilizado;

- Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia /UNL, em especial pela concessão de duas dispensas de serviço docente;

- Gabinete para a Pesquisa e a Exploração de Petróleo (GPEP) pelo acesso proporcionado à consulta e reprodução de relatórios técnicos.

No meu entendimento, o apoio a um candidato a Doutor não se expressa apenas na componente do conteúdo científico desenvolvido numa dissertação e nos meios disponibilizados aos candidatos. Manifesta-se também na solidariedade, no incentivo, na preocupação e compreensão expressos das formas mais variadas e com maior ou menor esforço pessoal. O mesmo é verdade relativamente ao apoio técnico passível de libertar o candidato de tarefas, umas morosas, outras que não domina. Foram grandes e muitas as provas de amizades que recebi.

Novamente tenho de destacar o meu orientador Prof. Dr. Rogério Rocha. O excelente relacionamento entre orientador e orientando, desde há longa data, a enorme confiança mútua nos mais diferentes tipos de tarefas que realizam em conjunto, as preocupações, solidariedade e envolvimento pessoal manifestadas em difíceis momentos da minha vida, relacionados com

graves problemas de saúde familiares, são alvo aqui do meu profundo agradecimento. Neste particular humanista, não de somenos, torno o meu reconhecimento extensivo aos Profs. Drs. António Ribeiro, Beatriz Marques, Pedro Terrinha e Eng^o Paulo Caetano. A vida é também feita de “pequenos nadas”: até porque são eles que normalmente não se esquecem.

A dedicação, empenhamento e preocupação que sempre demonstrou pela conclusão deste trabalho e a sobrecarga que assumiu, praticamente sozinha, em tarefas de revisão de texto de trabalhos em vias de publicação, são merecedoras de uma referência muito especial de agradecimento à minha irmã Carla.

Quero também destacar a enorme ajuda dispensada pelo colega Paulo Caetano que nunca enjeitou esforços no sentido de: me substituir na actividade docente quando usufrui de dispensas de serviço docente, o que implicou sobrecarga lectiva adicional; me ajudar intensivamente na apresentação final da dissertação, em particular a sua trabalhosa paginação. Os meus sinceros agradecimentos.

A minha profunda e sentida gratidão deixo também expressa à Carmen Estravis que, sabendo que nunca lhe poderia retribuir a dívida, assumiu, com evidentes prejuízos pessoais, sobrecarga lectiva para a progressão do meu trabalho.

À colega Graça Brito agradeço não só a minha substituição em aulas, na última dispensa de serviço docente que gozei, mas também a execução e a introdução de alterações nos Mapas Tectónicos de Sintra e Arrábida, trabalho executado com extrema minúcia.

Ao colega Carlos Costa agradeço a compreensão, permanente apoio e o alívio no desenvolvimento de projectos comuns, em particular nos últimos meses de redacção. Agradeço também a disponibilização de meios técnicos pessoais para a reprodução deste trabalho.

A todos os alunos, em particular o Paulo Hasse, o Gonçalo Avillez, o Daniel Vendas e o Hugo Vargas, que me auxiliaram na execução de inúmeras figuras constantes da dissertação, fica também expresso o meu agradecimento.

Ao colega Paulo Ribeiro (L^AT^EX) o meu agradecimento pela prontidão e proficiência postos na execução de inúmeras digitalizações que lhe pedi.

Do ponto de vista mais pessoal, começo por destacar o privilégio da convivência com Christianne Ruget; começou por me receber em sua casa, sem me conhecer, como amigos de há longa data, durante estada relativamente prolongada em Lyon, longe da família. Distante no espaço, sempre acompanhou a evolução do meu trabalho, sempre procurou informar-se da sua evolução e, já próximo da conclusão, todas as semanas me contactou para exprimir os seus votos de bom trabalho e “bon courage!”. Muito obrigado!

Aos meus sogros o meu agradecimento, pelos inúmeros momentos em que me substituíram no (des)acompanhamento em casa.

Aos meus pais, o meu agradecimento profundo pelo mesmo motivo e, também, pelo incondicional apoio que me deram a todos os níveis. Espero não os defraudar num dos seus muitos sonhos, normalmente realizados, que é de ver os seus dois filhos com carreira profissional estabilizada. Em parte lhes dedico também este trabalho. Bem Hajam!

A prova de que “fazer” uma tese de doutoramento, tal como um filho, é um acto partilhado, tenho-a eu. Mas o mais difícil de tudo foi, no meu caso, partilhar com a Graça a elaboração da dissertação e a criação dos meus dois filhos, o Luís Miguel e a Ana Teresa. As minhas ausências frequentes foram sempre esforçada e sabiamente compensadas, como só uma Mãe sabe fazer. Fica, mesmo assim, o meu lamento pela perda de alguns momentos ímpares que o crescimento de um filho traz a seus Pais. Por isso, e muito mais, vos dedico este trabalho.

PREFÁCIO

A apresentação de dissertações de doutoramento sob a forma de reunião de artigos científicos já publicados é uma prática que, embora não seja ainda a mais comum, tem vindo a ser cada vez mais utilizada. Este procedimento, há longa data muito utilizado noutros países como por exemplo em França e na Holanda, reflecte a forma mais actual de efectuar investigação e adopta os princípios de gestão científica actualmente seguidos pelas unidades de investigação.

Por um lado, face ao mais recente quadro de financiamento dos centros de investigação, as exigências de trabalho em colaboração, essencialmente desenvolvidos através de projectos, são cada vez maiores; por outro, e como consequência, os investigadores são solicitados a participar em equipa, cujos resultados científicos se traduzem muitas vezes na publicação de trabalhos pluridisciplinares ou, pelo menos, multiparticipados.

Esta situação é tanto mais candente quanto mais reduzida é a dimensão da unidade de investigação, em número de membros. Do ponto de vista da produção científica, não seria sustentável “dispensar” o esforço de cada elemento, dedicado a um trabalho monográfico, que decorre normalmente durante período de tempo alargado, como acontece na carreira docente universitária.

Mas os benefícios desta metodologia não revertem apenas para a equipa; são, sobretudo, para os seus elementos, em particular os jovens investigadores. Desde cedo estes

colaboram com vários investigadores experientes, dentro de temáticas abrangentes, e adquirem hábitos e experiência de publicação. O próprio facto de divulgarem regularmente novos conhecimentos, fá-los cumprir a sua missão perante a comunidade em geral, e também os protege da divulgação antecipada de resultados por terceiros.

Alguma abrangência temática resulta dos trabalhos desenvolvidos e publicados a partir de diversos projectos de investigação, em particular do projecto MILUPOBAS (EC contract nº JOU2-CT94-0348), onde o candidato se integrou nas equipas de dois dos *subcontractors*.

A opção por esta forma de apresentação da dissertação foi, desde cedo, aceite e incentivada pelos orientadores do candidato, Professores Doutores Rogério Bordalo da Rocha e António Ribeiro. A investigação foi desenvolvida no âmbito das actividades do Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da Universidade Nova de Lisboa, cuja designação foi alterada em 2000 para Centro de Investigação em Geociências Aplicadas e em colaboração com o Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental (Universidade de Lisboa).

Dada alguma heterogeneidade temática verificável nos artigos apresentados, mesmo assim alvo de selecção criteriosa de entre os trabalhos publicados pelo autor, optámos, com a concordância dos orientadores, por elaborar capítulo introdutório (Cap. I) que enquadra, a nível da Bacia Lusitaniana, diversos temas desenvolvidos e problemáticas discutidas nos trabalhos apresentados. Aqui é integrada informação de várias áreas temáticas pertinentes ao estudo de bacias sedimentares, disponíveis em bibliografia ou em relatórios finais de projectos em que o candidato colaborou e que não foram ainda objecto de publicação, em particular no que respeita o projecto atrás mencionado. São também integrados resultados parciais de trabalhos, já concluídos ou em vias de conclusão, efectuados pelo autor ou em colaboração com outros colegas.

O parte principal é constituída por 12 trabalhos publicados, agrupados no Capítulo II, dos quais três correspondem a resumos alargados (Cap. II.4, II.6 e II.8). Cada subcapítulo corresponde a um trabalho publicado. Decidimos não efectuar subagrupamentos de artigos uma vez que, em vários deles, se abordam matérias integráveis em mais do que um subcapítulo. No cumprimento da letra do Decreto-Lei nº 388/70, de 18 de Agosto, actualizado pelo Decreto-Lei nº 216/92, de 13 de Outubro, o candidato deve “esclarecer qual a sua contribuição pessoal” nos vários trabalhos em co-autoria que integram a dissertação.

No trabalho do subcapítulo II.1, estruturado pelo Prof. Dr. António Ribeiro, o candidato contribuiu com informação de campo referente quer a estruturas distensivas na Bacia Lusitaniana, quer compressivas, em particular da região da Arrábida e da falha da Nazaré.

No trabalho do subcapítulo II.2, estruturado pela Prof^a Dr^a Beatriz Marques, o candidato contribuiu com trabalho de campo de levantamento de algumas transversais ao diapiro de Caldas da Rainha, para a compreensão de eventual interferência de diapirismo no desenvolvimento das sequências líticas do Jurássico superior.

No trabalho do subcapítulo II.3, estruturado pelo Prof. Dr. António Ferreira Soares, o candidato contribuiu com informação de campo sobre alguma das falhas meridionais mais próximas do bordo este da Bacia Lusitaniana, e discussão sobre a sua interferência na estruturação da bacia.

No trabalho do subcapítulo II.4, estruturado pelo Prof. Dr. Pedro Terrinha e pelo candidato, contribuiu também com informação de campo sobre estruturas extensionais invertidas na Bacia Lusitaniana e no modelo proposto.

No trabalho do subcapítulo II.5, estruturado pelo candidato em colaboração estreita com os Profs. Drs. René Mouterde e Rogério Rocha, contribuiu com trabalho de campo (incluindo cartografia) e redacção sobre a geometria das unidades líticas presentes na região, a geometria e cinemática da estrutura de Serra d'El-Rei, bem como o respectivo modelo de evolução.

No trabalho do subcapítulo II.6, o candidato contribuiu, em estreita colaboração com os Profs. Drs. Pedro Terrinha e Maria Carla Kullberg, para a discussão e redacção do modelo proposto de evolução da Bacia Lusitaniana, a Sul da falha da Nazaré.

No trabalho do subcapítulo II.7, estruturado pelo Prof. Dr. Antonio Casas, o candidato contribuiu na discussão sobre a evolução de diferentes bacias mesozóicas ibéricas marginais, no campo e em gabinete e na revisão do texto.

No trabalho do subcapítulo II.8, estruturado pelos Profs. Drs. Pedro Terrinha e António Ribeiro, o candidato contribuiu com novos elementos de informação sobre estruturas associadas a inversões precoces na Bacia Lusitaniana, sua discussão e revisão do texto.

No trabalho do subcapítulo II.9, estruturado por ambos os autores, o candidato efectuou a foto-interpretação e a cartografia geológica da região da Arrábida, contribuiu para a caracterização e interpretação das estruturas regionais, para o estabelecimento do modelo tectónico e parte da redacção do trabalho.

O trabalho do subcapítulo II.10 foi elaborado em estreita colaboração com a Prof^a Dr^a Maria Carla Kullberg, tendo o candidato dado o seu contributo na foto-interpretação e estudos de campo complementares aos anteriormente efectuados pela primeira autora. A discussão e interpretação das estruturas foram feitas em conjunto, tendo a autora escrito a primeira proposta de texto final. Este beneficiou ainda de frutuosas discussões com os Profs. Drs.

António Ribeiro e Pedro Terrinha, que melhoraram o modelo de controlo estrutural do magmatismo de Sintra.

No trabalho do subcapítulo II.11, a partir de elementos de campo recolhidos, o candidato contribuiu para a interpretação e redacção referente a estruturas tectónicas e sedimentares, e para a elaboração da discussão e das conclusões sobre o modelo genético dos *flat pebble* da região de Sesimbra. Coordenou também os trabalhos de submissão e o de revisões do texto propostas pelos *referees* da revista *Sedimentary Geology* (artigo aceite em 28 de Agosto de 2000).

No trabalho do subcapítulo II.12, estruturado pelo Prof. Dr. Pedro Terrinha com participação do candidato, contribuiu com trabalho de campo (incluindo revisão da cartografia existente) e respectivo texto referente a estruturas de inversão precoce no Algarve Oriental; contribuiu também para a discussão sobre as comparações paleogeográficas entre as Bacias do Algarve e Lusitaniana, bem como para os modelos finais propostos e a revisão do texto final.

O Capítulo III apresenta a síntese e conclusões estritamente retiradas do texto introdutório integrador da dissertação (Cap. I); ou seja, não se faz menção às conclusões já apresentadas em cada um dos trabalhos que constituem o Capítulo II.

No Capítulo IV (Bibliografia) referem-se apenas os trabalhos citados nos Capítulos I e III.

O Capítulo V é constituído por Anexos. O Anexo A refere-se a contributo para o conhecimento do diapiro de Santa Cruz. Trata-se de texto a submeter para publicação após a introdução do contributos de outros autores que participaram nos trabalhos de campo e em discussões preliminares sobre o mesmo. Desta forma, para além da introdução de outros conteúdos científicos e da discussão conjunta, nomeadamente sobre o modelo agora proposto, que se pretende seja concensual entre os co-autores, outros textos terão de ser introduzidos. Para evitar repetições relativamente ao Capítulo I decidiu-se efectuar introdução sem referências à problemática do diapirismo na Bacia Lusitaniana e a trabalhos anteriores; o mesmo critério foi adoptado relativamente às referências bibliográficas citadas.

Os Anexos B e C são constituídos pelos Mapas Tectónicos das regiões da Arrábida e de Sintra, reproduzidos à escala 1/50000, que acompanham os trabalhos dos subcapítulos II.9 e III.10, respectivamente.

Dos artigos publicados em revistas protegidas por *copyright* apenas será apresentada cópia da primeira página, nesta versão pública da dissertação.

RESUMO

A evolução da Bacia Lusitaniana, localizada na margem ocidental ibérica, está intimamente associada às primeiras fases de abertura do Atlântico Norte. Perdurou desde o Triásico superior até o Cretácico inferior, mais exactamente até o topo do Aptiano inferior, e desenvolveu-se condicionada por estruturas herdadas do soco varisco.

É discutido o papel desempenhado pelas falhas que constituem os seus limites, no que respeita a evolução geométrica e cinemática e a organização dos corpos sedimentares. O mesmo é efectuado relativamente a importantes falhas transversais à bacia.

É proposto modelo de evolução da bacia ao longo de quatro episódios de *rifting* que mostram: i) períodos de simetria (organização em *horsts* e *grabens*) e assimetria (organização em *half graben*) na sua evolução geométrica; ii) diacronismo na fracturação; iii) rotação da direcção de extensão principal; iv) enraizamento no soco varisco das principais falhas da bacia (estilo predominantemente *thick skinned*).

A análise e comparação regional, nomeadamente com a bacia do Algarve, de intervalos temporais representados por importantes hiatos à escala da bacia, próximos da

renovação dos episódios de *rifting*, permitiram concluir sobre a ocorrência de inversões tectónicas precoces (Caloviano-Oxfordiano e Titoniano-Berriasiano). A última, no entanto, teve evolução subsequente diferente da primeira: não se verifica renovação da subsidência, que se discute, e relaciona-se com evento magmático.

Embora a Bacia Lusitaniana se encontre numa margem de *rift* que se considera como não-vulcânica, os três ciclos magmáticos definidos por vários autores, em especial o segundo (apr. 130 a 110 M.a. ?), desempenhou papel fundamental na mobilização dos evaporitos do Hetangiano, que resultou no intervalo principal de diapirismo na Bacia Lusitaniana.

É discutida a forma e o momento em que a bacia aborta definitivamente (Aptiano inferior). São estabelecidas comparações com outras bacias da margem ocidental ibérica e da Terra Nova e proposto modelo de oceanização deste troço do Atlântico Norte, em dois momentos, separados por intervalo de cerca de 10 M.a. e em áreas distintas, separadas pela falha da Nazaré.

Esta síntese foi elaborada com base:

- na informação dada por conjunto de trabalhos já publicados (1990-2000),
- nos trabalhos de campo efectuados nos últimos anos e cujos resultados não foram ainda publicados,
- na reunião de informação proveniente da reinterpretação de elementos de cartografia geológica e de geofísica (sísmica e sondagens) e de outros de bibliografia geral sobre o Mesozóico da margem ocidental ibérica.

ABSTRACT

The evolution of the Lusitanian Basin, localized on the western Iberian margin, is closely associated with the first opening phases of the North Atlantic. It persisted from the Late Triassic to the Early Cretaceous, more precisely until the end of the Early Aptian, and its evolution was conditioned by inherited structures from the variscan basement.

The part played by the faults that establish its boundaries, as regards the geometric and kinematic evolution and the organization of the sedimentary bodies, is discussed here, as well as with respect to important faults transversal to the Basin.

A basin evolution model is proposed consisting of four rifting episodes which show: i) periods of symmetrical (horst and graben organization) and asymmetrical (half graben organization) geometric evolution; ii) diachronous fracturing; iii) rotation of the main extensional direction; iv) rooting in the variscan basement of the main faults of the basin (predominantly thick skinned style).

The analysis and regional comparison, particularly with the Algarve Basin, of the time intervals represented by important basin scale hiatuses near to the renovation of the rifting

episodes, have led to assume the occurrence of early tectonic inversions (Callovian–Oxfordian and Tithonian–Berriasian). The latter, however, had a subsequent evolution distinct from the first: there is no subsidence renovation, which is discussed here, and it is related to a magmatic event.

Although the Lusitanian Basin is located on a rift margin which is considered non-volcanic, the three magmatic cycles as defined by many authors, particularly the second (approx. 130 to 110 My ?), performed a fundamental part in the mobilization of the Hettangian evaporites, resulting in the main diapiric events of the Lusitanian Basin.

The manner and time in which the basin definitely ends its evolution (Early Aptian) is discussed here. Comparisons are established with other west Iberian margin basins and with Newfoundland basins. A model of oceanization of this area of the North Atlantic is also presented, consisting of two events separated by approximately 10 My, and of distinct areas separated by the Nazaré fault.

The elaboration of this synthesis was based on:

- information contained in previously published papers (1990 – 2000);
- field-work carried out over the last years, the results of which have not yet been published;
- information gathered from the reinterpretation of geological mapping and geophysical (seismic and well logs) elements, and from generic literature concerning the Mesozoic of the west iberian margin.

RÉSUMÉ

L'évolution du Bassin Lusitanien, situé dans la marge occidentale ibérique, est très fortement liée aux premières phases d'ouverture de l'Atlantique Nord. Elle s'est étalée depuis le Trias supérieur jusqu'au Crétacé inférieur, plus précisément jusqu'au sommet de l'Aptien inférieur, et elle s'est développée selon des structures héritées du socle paléozoïque.

On discute le rôle joué par les failles qui marquent leurs limites, en ce qui concerne l'évolution géométrique et cinématique et l'évolution des corps sédimentaires. On fait de même pour d'importantes failles transversales du bassin.

Le modèle de l'évolution du bassin est proposé au cours de quatre épisodes de *rifting* qui montrent: i) des périodes de symétrie (organisation en *horsts* et *grabens*) et d'assymétrie (organisation en *half-graben*) dans son évolution géométrique; ii) un diachronisme dans la fracturation; iii) une rotation de la direction d'extension principale; iv) un enracinement dans le socle paléozoïque des principales failles du bassin (style prédominant de *thick skinned*).

L'analyse et la comparaison régionale, particulièrement avec le Bassin de l'Algarve, d'intervalles de temps représentés par d'importants hiatus à l'échelle du bassin, proches des

phases de renouvellement des épisodes de rifting, ont permis des conclusions sur l'occurrence d'inversions tectoniques précoces (Callovien-Oxfordien et Tithonien-Berriasien). Cependant, cette dernière a eu une évolution ultérieure, différente de la première: il n'y a pas eu renouvellement de la subsidence, ce qui est discuté et mis en rapport avec un événement magmatique.

Bien que le Bassin Lusitanien se trouve dans une marge de *rift* qu'on considère non volcanique, les trois cycles magmatiques définis par divers auteurs, et plus particulièrement le deuxième (entre 130 et 110 M.a.), a joué un rôle fondamental dans la mobilisation des évaporites de l'Hettangien, qui constitue l'intervalle principal de diapirisme dans le bassin.

La forme et le moment de l'avortement définitif du bassin (Aptien inférieur) sont discutés. Des comparaisons avec d'autres bassins de la marge occidentale ibérique et de Terre Neuve sont établies; on propose aussi le modèle d'océanisation de cette partie de l'Atlantique Nord, dans deux moments particuliers, séparés par un intervalle d'environ 10 M.a., dans des aires distinctes, séparées par la faille de Nazaré.

Cette synthèse a été élaborée avec comme base:

- l'information donnée par un ensemble de travaux publiés entre 1990 et 2000;
- les travaux de terrain réalisés pendant les dernières années et dont les résultats n'ont pas été encore publiés;
- la réunion de l'information relative à la réinterprétation de la cartographie géologique et des éléments de géophysique (sismique et sondages) et de l'information concernant la bibliographie générale sur le Mésozoïque de la marge occidentale ibérique.

ÍNDICE DE MATÉRIAS

Agradecimentos	I
Prefácio	VII
Resumo	XII
Abstract	XV
Resumé	XVIII
Índice de Matérias	XXI
Índice de Figuras	XXV
Índice de Quadros	XXX

Capítulo I – Introdução

I.1 – Enquadramento geral	I.1
I.2 – Principais unidades tectónicas	I.3
I.3 – Unidades litostratigráficas	I.18
I.4 – Magmatismo	I.54
I.5 – Análise de perfis geofísicos	I.64
I.6 – Diapirismo	I.84
I.7 – Quantificação da subsidência	I.100
I.8 – Comparação com bacias vizinhas	I.108

Capítulo II – Eventos tectónicos mesozóicos na margem portuguesa

- II.1 – “A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks”;** Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C., Manuppella, G. & Phipps, S. R., 1990. *Tectonophysics*, Amsterdam, nº 184, pp. 357-366 II.1
- II.2 – “Upper Jurassic of the Alcobaça region. Stratigraphic contributions”;** Marques, B., Olóriz, F., Caetano, P. S., Rocha, R. & Kullberg, J. C., 1992. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 78 (1), pp. 63-69. II.3
- II.3 – “Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d’un «rift avorté»”;** Soares, A. F., Rocha, R. B., Elmi, S., Henriques, M.H, Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J., Duarte, L., Carapito, M. C. & Kullberg, J. C., 1993. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, sér. II, pp. 1659-1666. II.11
- II.4 – “Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bi-dimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal”;** Terrinha, P., Kullberg, J. C., Kullberg, M. C., Moita, C. & Ribeiro, A., 1996. *Res. 2ª Conf. Annual Grupo Geol. Estr. Tect., Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 17-20. II.13
- II.5 – “Réinterprétation de l’histoire stratigraphique et tectonique de la structure de Serra de El-Rei (Portugal)”;** Kullberg, J. C., Mouterde, R. & Rocha, R., 1997. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, nº 10, pp. 191-208. II.17
- II.6 – “Tectonic evolution of the Lusitanian Basin to the South of the Nazaré Fault during the Mesozoic”;** Kullberg, J. C., Terrinha, P. & Kullberg, M. C., 1997. *Res. 3ª Conf. Annual Grupo Geol. Estr. Tect., Soc. Geol. Portugal*, Estremoz, 2 p. II.35
- II.7 – “Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica”;** Casas, A., Cortés, A. L., Liesa, C., Soria, A. R., Terrinha, P., Kullberg, J. C. & Rocha, R., 1998. *Geogaceta*, Madrid, nº 24, pp. 67-70 II.37

II.8 – “Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins”; Terrinha, P., Ribeiro, A., Kullberg, M. C., Kullberg, J. C. & Rocha, R., 1998. <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , Lisboa, t. 84 (1). pp. D49-D52.	II.41
II.9 – “Tectónica da Cadeia da Arrábida”; Kullberg, M. C & Kullberg, J. C., (2000). <i>Mem. Mus. Nac. Hist. Nat.</i> , Lisboa, nº 2 (no prelo)	II.45
II.10 – “Tectónica da região de Sintra”; Kullberg, M. C. & Kullberg, J.C., (2000). <i>Mem. Mus. Nac. Hist. Nat.</i> , Lisboa, nº 2 (no prelo)	II.47
II.11 – “Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal)”; Kullberg, J. C., Olóriz, F., Marques, B.; Caetano, P. S. & Rocha, R. B., (2000). <i>Sedimentary Geology</i> , Amsterdam (no prelo)	II.49
II.12 – “Short-lived compressive episodes during Mesozoic rift tectonics in the Algarve Basin, South Portugal: the cause of interruption of marine communication around the SW corner of Iberia in the Jurassic”; Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C., Rocha, R. & Ribeiro, A. (submetido para publicação). <i>Journal of Geology</i> , Chicago	II.51
Capítulo III – Síntese e conclusões	III.1
Bibliografia	IV.1
Anexo A – “Novos elementos estruturais sobre o diapiro de Santa Cruz. Um contributo para a compreensão do diapirismo na Bacia Lusitaniana (W Portugal)”	V.1
Anexo B – “Carta Tectónica da Arrábida”	V.18
Anexo C – “Carta Tectónica de Sintra”	V.18

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. I.1 - Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica	I.2
Fig. I.2 - Localização dos limites da Bacia Lusitaniana	I.4
Fig. I.3 - Mapa de contorno estrutural da Bacia Lusitaniana	I.5
Fig. I.4 - Mapa estrutural da cobertura sedimentar da Bacia Lusitaniana, durante o Mesozóico	I.6
Fig. I.5 - Estereograma de falhas normais de idade triásica e respectivas estrias	I.8
Fig. I.6 - Interpretação de perfil sísmico de reflexão a Norte da falha da Nazaré	I.9
Fig. I.7 - Mapa de localização de sondagens e de perfis apresentados no trabalho	I.10
Fig. I.8 - Transversal esquemática junto ao bordo este da Bacia Lusitaniana	I.11
Fig. I.9 - Modelo de ligação (<i>soft linkage</i>) entre as falhas normais do Arrife e de Setúbal-Pinhal Novo	I.12
Fig. I.10 - Estilo tectónico do bordo este da Bacia Lusitaniana	I.13
Fig. I.11 - Interpretação da estrutura do graben de São Mamede	I.15
Fig. I.12 - Afloramento da praia da Figueirinha (Arrábida)	I.17
Fig. I.13 – Compartimentação no sector sul, durante o Jurássico médio	I.18
Fig. I.14 – Alinhamentos de sondagens no bordo ocidental e “eixo central” mostrando variação de espessuras das Camadas de Coimbra	I.23

Fig. I.15 – Variação da espessura das Camadas de Coimbra, transversal à bacia	I.25
Fig. I.16 – Soleira da praia da Foz da Fonte, intercalada no Cretácico inferior	I.34
Fig. I.17 – Modelo deposicional de bordo de bacia elevado por <i>rift shouldering</i>	I.38
Fig. I.18 – Mapa esquemático de Candeeiros-Porto de Mós-Planalto de Fátima	I.45
Fig. I.19 – Canhão do Caloviano-Oxfordiano inf., na região de Candeeiros	I.46
Fig. I.20 – Modelo de evolução da região de Candeeiros/Porto de Mós/Planalto de Fátima no intervalo Caloviano Oxfordiano	I.48
Fig. I.21 – Relações geométricas entre diferentes unidades do Jurássico e do Cretácico, na região do Cercal	I.49
Fig. I.22 – Províncias magmáticas do Atlântico central (206 a 195 M.a.)	I.57
Fig. I.23 – Tentativa de reconstituição e modelo de instalação de corpos ígneos, durante o início do Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano)	I.60
Fig. I.24 – Interpretação dos perfis sísmicos LP-1 e L-1	I.63
Fig. I.25 – Secção do perfil LP-1, onde se observa a deposição das unidades do Jurássico superior em onlap sobre as unidades subjacentes	I.66
Fig. I.26 – Pormenores do perfil LP-1 que mostram a diferença de estilo nas mudanças de espessura da Formação de Brenha	I.67
Fig. I.27 – Comparações entre variações de espessura em estruturas geneticamente não relacionadas	I.70
Fig. I.28 – Interpretação estrutural e evolução tectónica da falha da Nazaré	I.72
Fig. I.29 – Perfis NW-SE através do sector central da Bacia Lusitaniana	I.73
Fig. I.30 – Interpretação do perfil sísmico L-2	I.75
Fig. I.31 – Secção sísmica do bordo Este do diapiro de Caldas da Rainha	I.76
Fig. I.32 – Bloco diagrama ilustrando as relações geométricas tridimensionais entre as principais falhas presentes na região de Porto de Mós	I.77
Fig. I.33 – Interpretação dos perfis sísmicos L-3 e L-3, SE ext.	I.79
Fig. I.34 – Representação esquemática do enquadramento tectono-sedimentar aquando da deposição da Formação de Abadia	I.81
Fig. I.35 – Interpretação do perfil sísmico AR9-80	I.83
Fig. I.36 – Modelos de perfuração de diapiros e estruturas associadas	I.85
Fig. I.37 – Tectónica salina em regime compressivo	I.87
Fig. I.38 – Estruturas salinas formadas por inversão de um <i>graben</i> de soco	I.88
Fig. I.39 – Localização de diapiros na Bacia Lusitaniana	I.89
Fig. I.40 – Enquadramento regional do diapiro de Soure e cartografia de pormenor	I.91

Fig. I.41 – Modelo tridimensional do soco da Bacia Lusitaniana	I.102
Fig. I.42 – Relações geométricas entre os principais sistemas de falhas extensionais e os valores de alongamento calculados	I.102
Fig. I.43 – Diagramas de taxa de subsidência <i>versus</i> tempo	I.106
Fig. I.44 – Mapa paleotectónico da Ibéria e Terra Nova durante o Aptiano durante a anomalia M0	I.108
Fig. I.45 – Localização das suturas variscas na margem oeste ibérica	I.112
Fig. I.46 – Perfis na margem ibérica e da Terra Nova que mostram a geometria do estiramento crostal e das estruturas extensionais à escala de bacia	I.113
Fig. I.47 – Correlações estratigráficas entre as principais bacias internas localizadas entre a Ibéria e a Terra Nova	I.115
Fig. I.48 – Perfil sísmico que põe em evidência as unidades de sin- e pós-rift na Bacia Interior da Galiza	I.118
Fig. I.49 – Reconstruções do Atlântico Norte durante o Barremiano-Aptiano e Aptiano-Albiano	I.119
Fig. I.50 – Modelo especulativo de estiramento crostal da margem ocidental ibérica	I.121
Fig. III.1 – Modelo tridimensional das bacias ibéricas e da Terra Nova, durante a 1ª fase de <i>rifting</i> (Triásico-Hetangiano)	III.3
Fig. III.2 – Modelo tridimensional das bacias ibéricas e da Terra Nova, durante a 2ª fase de <i>rifting</i> (Sinemuriano-Carixiano)	III.4
Fig. III.3 – Modelo tridimensional da Bacia Lusitaniana e domínio externo, durante a 3ª fase de <i>rifting</i> (Oxfordiano sup.-Kimmeridgiano inf.)	III.5
Fig. III.4 – Modelo tridimensional da Bacia Lusitaniana e domínio externo, durante a 4ª fase de <i>rifting</i> (Berriasiano-Aptiano inf.)	III.8
Fig. A.1 – Localização do diapiro de Santa Cruz	V.2
Fig. A.2 – Contacto entre as faixas externa e interna do núcleo do diapiro	V.4
Fig. A.3 – Soluções geométricas tridimensionais para dobras de eixo vertical	V.4
Fig. A.4 – Falhas sinsedimentares em níveis areníticos da Formação de Abadia	V.6
Fig. A.5 – Pormenores de estruturas de deformação no núcleo do diapiro	V.7
Fig. A.6 – Aspecto geral do diapiro de Santa Cruz	V.8
Fig. A.7 – Deformação progressiva do sal na base de um diapiro	V.9
Fig. A.8 – Modelos de fluxo e campos de velocidade no interior de um diapiro salino ..	V.10
Fig. A.9 – Dobras em níveis de sal que mostram elevado espessamento nas charneiras e estiramento nos flancos	V.11

Fig. A.10 – Estereograma de desligamentos no interior do diapiro	V.12
Fig. A.11 – Estereograma das falhas normais sin-sedimentares e bloco diagrama de falhas em colher que ocorrem no bordo do diapiro	V.13
Fig. A.12 – Bloco diagrama que ilustra as relações geométricas e cinemáticas entre: i) as falhas em colher e as tensões regionais; e ii) entre as falhas normais sinsedimentares e os escorregamentos gravíticos	V.14
Fig. A.13 – Propostas de modelo de evolução tectono-sedimentar da Formação de Abadia na região de Santa Cruz	V.16

ÍNDICE DE QUADROS

Quadro I - Unidades litostratigráficas da Bacia Lusitaniana	I.19
Quadro II - Espessura das Camadas de Coimbra medida em diferentes sondagens na Bacia Lusitaniana	I.24
Quadro III - Correlações litostratigráficas no Jurássico superior da Bacia Lusitaniana	I.36
Quadro IV - Correlações litostratigráficas no Cretácico inferior da Bacia Lusitaniana	I.51
Quadro V – Magmatismo na Bacia Lusitaniana	I.56
Quadro VI – Valores de estiramento total do soco, calculados em diferentes áreas da margem ocidental ibérica	I.56
Quadro VII – Síntese geral da evolução da Bacia Lusitaniana	III.1

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I. 1 – Enquadramento geral

Os sedimentos de cobertura da margem ocidental ibérica foram depositados durante o ciclo alpino (Meso-Cenozóico) e afloram, actualmente, quer no continente quer na plataforma continental. As principais unidades tectono-estratigráficas mesozóicas que se diferenciam no território continental português são:

a) a Bacia Lusitaniana, na orla ocidental, e

b) a Bacia do Algarve, na orla meridional,

formadas em distensão, por estiramento crostal, inicialmente associado à fragmentação da Pangeia; evoluíram desde o Triásico superior até próximo do limite Cretácico inferior/superior (Fig. I.1).

As respectivas evoluções apresentam, contudo, afinidades diversas: a primeira com a abertura do Atlântico Norte (afastamento entre os continentes norte-americano e euroasiático), a segunda, com a abertura do paleo-oceano de Tethys (movimento relativo entre os continentes euroasiático e africano).

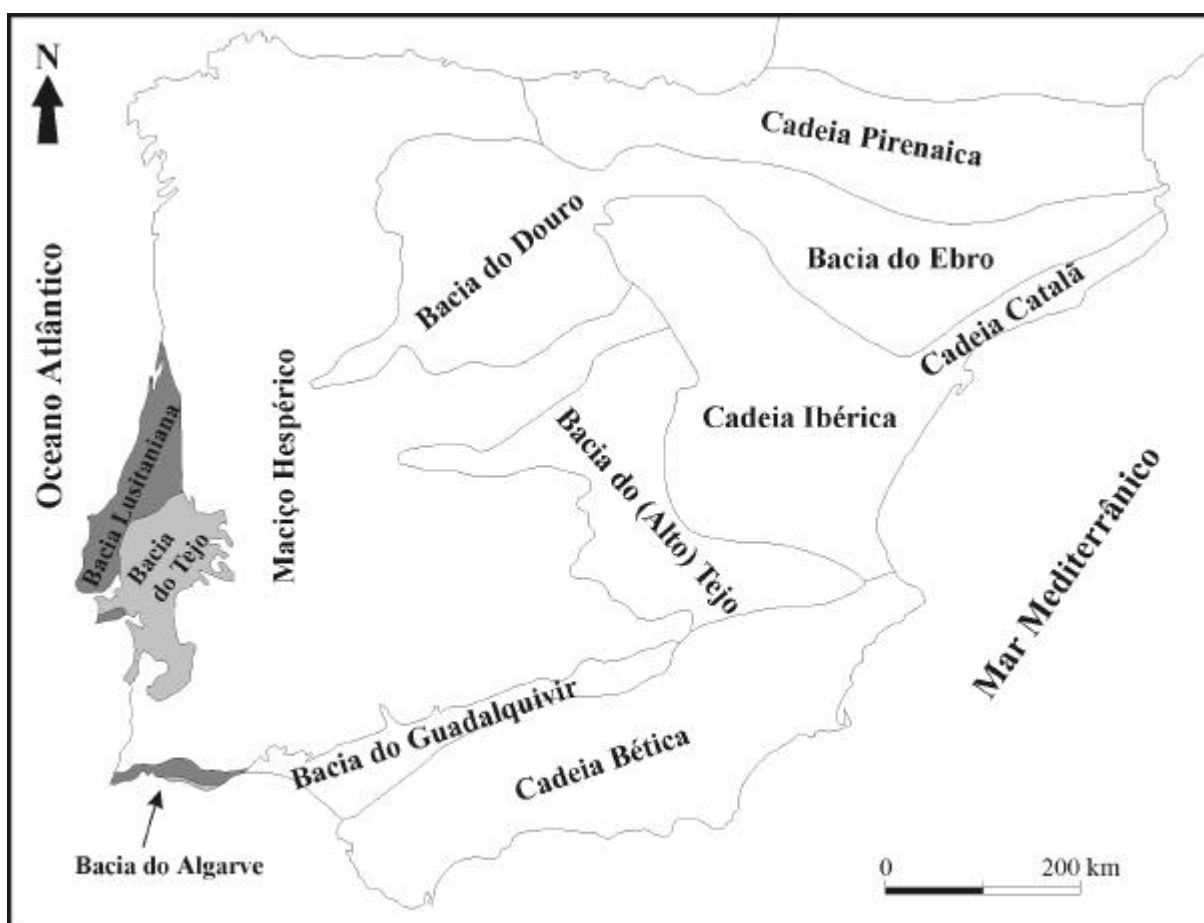


Fig. I.1 - Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica. A cinzento escuro, bacias mesozóicas; a cinzento claro, bacias cenozóicas portuguesas (adapt. de Ribeiro *et al.*, 1979).

Os sedimentos da Bacia Lusitana depositaram-se sobre o soco varisco do Maciço Hespérico, reflectindo, de certa forma, o ciclo geológico anterior, no que respeita as estruturas reactivadas no novo ciclo, essencialmente as fracturas. A composição da fonte condicionará o tipo de sedimentos que irão ocupar o espaço tectonicamente criado pelas fracturas. Factores essencialmente exógenos condicionam naturalmente a natureza e composição dos sedimentos; entre outros, o clima, o regime de transporte, a posição do nível eustático e o balanço entre espaço disponível e material carregado. Os dois últimos factores influenciarão a composição dos depósitos e também, principalmente, a geometria dos corpos sedimentares.

Segundo A. RIBEIRO *et al.* (1979) as falhas tardi-variscas em Portugal formaram-se durante o primeiro de dois episódios compressivos que ocorreram entre o final da orogenia varisca e o Triásico. Durante este episódio com direcção de compressão N-S, datado aproximadamente entre os 300 ± 10 M.a. e os 280 ± 10 M.a., ter-se-ão formado dois sistemas de falhas conjugadas: um, de desligamentos esquerdos de direcção NNE-SSW a ENE-WSW,

outro, de desligamentos direitos de direcção NNW-SSE a NW-SE. No segundo episódio, com direcção de compressão principal subperpendicular à anterior, ter-se-á formado uma importante zona de cisalhamento nos granitos da Berlenga (280 ± 11 M.a.) e activado a falha de Porto-Tomar como falha inversa; isto terá ocorrido provavelmente após o Autuniano, mas seguramente antes do Triásico superior, idade dos sedimentos de base da Bacia Lusitaniana, que não se encontram afectados por esta deformação.

Esta é a herança tectónica da Bacia Lusitaniana; a sua geometria está intimamente associada àquelas direcções de fraqueza crostal e, também, ao campo de tensões que presidirá à abertura da bacia. A variedade de direcções das falhas herdadas será responsável pela compartimentação interna da bacia, pelo que as principais unidades tectónicas, não se limitando aos bordos, subdividem a bacia em vários sectores.

I.2 – Principais unidades tectónicas

I.2.1 – LIMITES DA BACIA

A Bacia Lusitaniana é considerada, neste trabalho, como uma porção de crosta estirada da margem ocidental ibérica, preenchida por sedimentos de idade compreendida entre o Triásico superior e a transição Cretácico inferior/superior (Fig. I.2). Desenvolve-se segundo direcção aproximadamente N-S, numa extensão de cerca de 225 km por 70 km de largura, e encontra-se limitada, a Este pelo Maciço Hespérico, não estirado, e a Oeste pelo *horst* da Berlenga. Estes limites são materializados, respectivamente, por um sistema complexo composto pelas falhas de Porto-Tomar, Arrife-Vale Inferior do Tejo, Setúbal-Pinhal Novo e por falha submeridiana que se situará entre a Berlenga e a península de Peniche. O limite meridional localiza-se na elevação de soco a Sul da Arrábida (falha da Arrábida), e o setentrional corresponde a uma transição *en échelon* para a Bacia do Porto, localizada mais a Norte (RIBEIRO *et al.*, 1996).

I.2.2 – SECTORES NO INTERIOR DA BACIA

De acordo com a variação de fácies e de espessura das unidades litostratigráficas do Liásico, R. B. ROCHA & A. F. SOARES (1984) dividiram a Bacia Lusitaniana em três sectores.

Estes coincidem com sectores tectónicos bem limitados e diferenciados do ponto de vista geométrico e cinemático. Por outro lado, e comparando as figuras I.3 e I.4, a estrutura da cobertura sedimentar encontra-se fortemente influenciada pela estrutura profunda da bacia; localmente, algumas estruturas apresentam características peliculares, condicionadas por movimentos predominantemente horizontais nos níveis evaporíticos das Margas de Dagorda, durante o Mesozóico.

Os sectores definidos são a seguir caracterizados (Fig. I.2):

- a) Sector norte, localizado a Norte da falha da Nazaré;
- b) Sector central, situado entre as falhas da Nazaré e do Estuário do Tejo;
- c) Sector sul, ou sector da Arrábida.

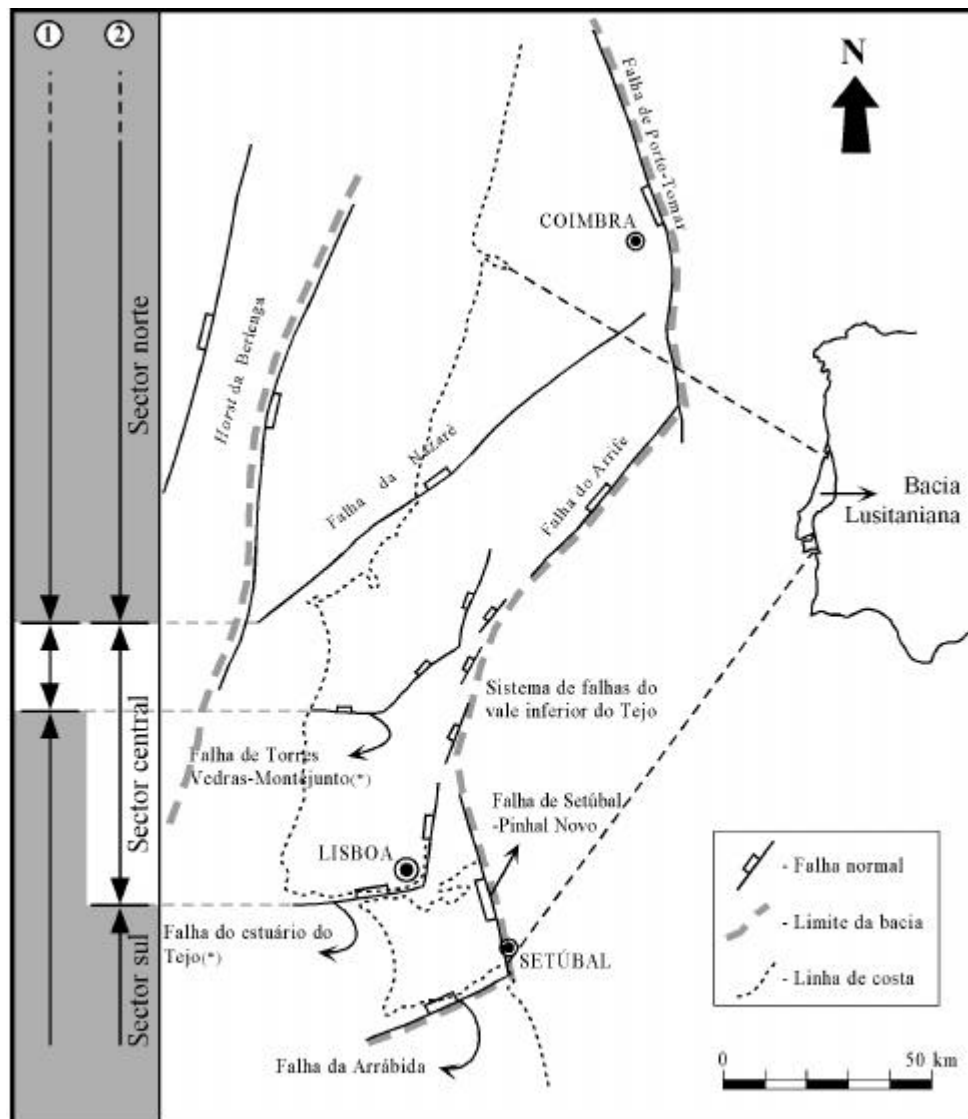


Fig. I.2 - Localização dos limites da Bacia Lusitânica e de falhas (*) que constituem fronteiras internas importantes ao longo da sua evolução. Divisão da bacia em sectores, 1) segundo R. B. ROCHA & A. F. SOARES (1984) e 2) segundo A. RIBEIRO *et al.* (1996).

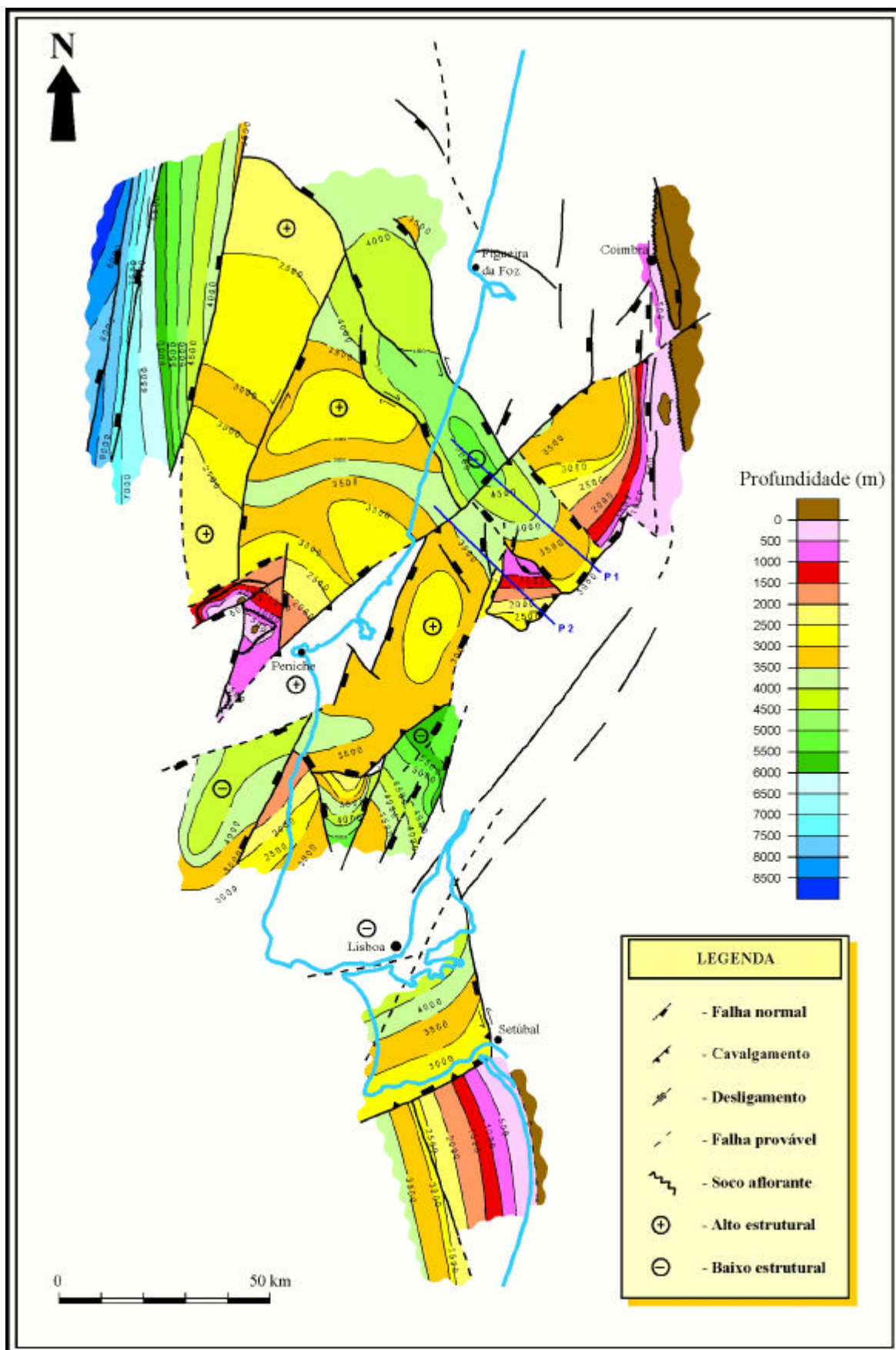


Fig. I.3 - Mapa de contorno estrutural da Bacia Lusitaniana (geometria actual do topo do soco) (RIBEIRO *et al.*, 1996).

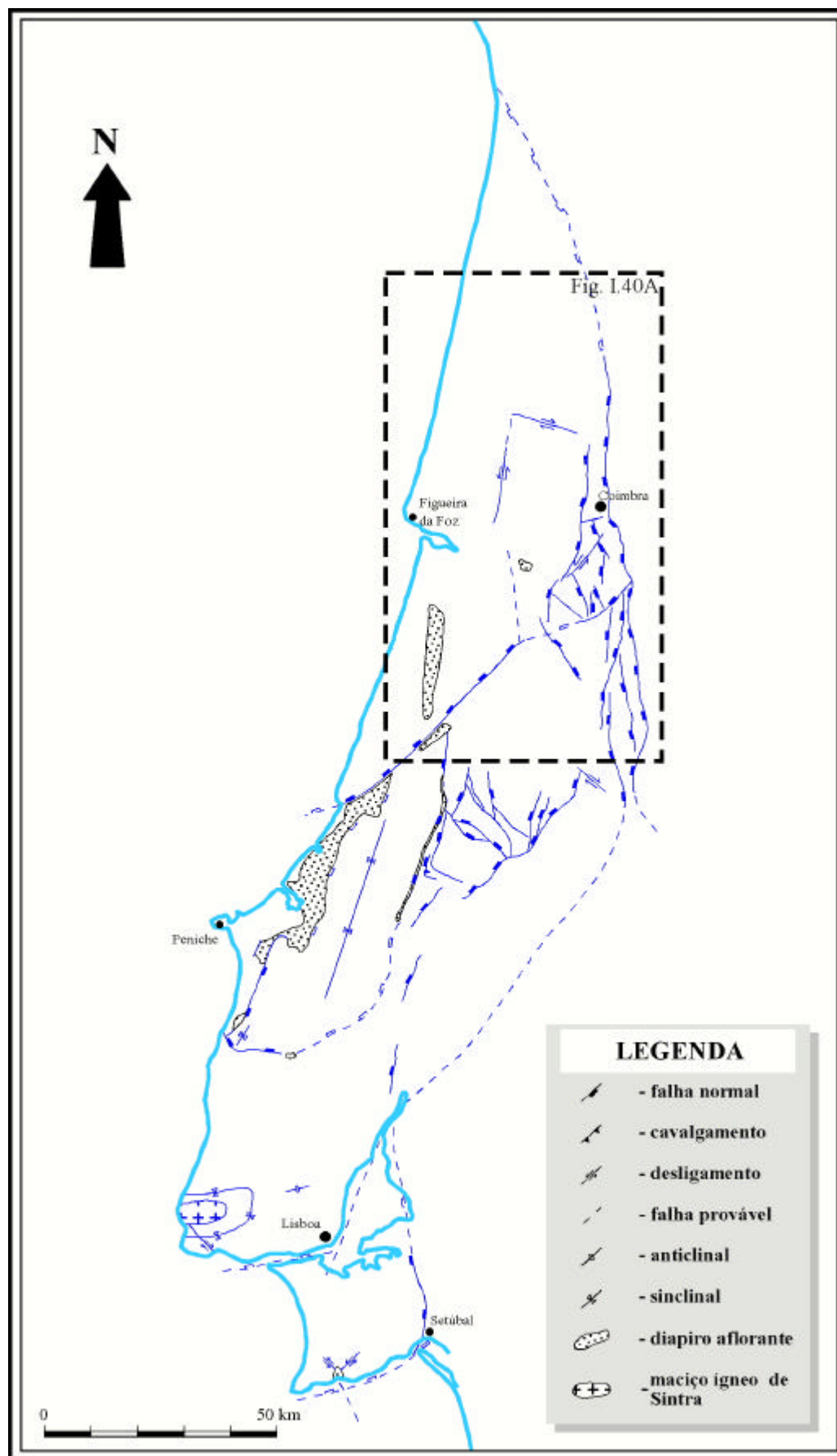


Fig. 1.4 - Mapa estrutural da cobertura sedimentar da Bacia Lusitaniana, durante o Mesozóico (RIBEIRO *et al.*, 1996).

O mapa do topo do soco (Fig. I.3) foi elaborado essencialmente a partir da informação de cartas geológicas, de sondagens e de perfis sísmicos produzidos pelos Serviços Geológicos da Dinamarca (Danmarks og Grønlands Geologiske Undersøgelse – GEUS), no âmbito do Projecto MILUPOBAS (LOMHOLT *et al.*, 1996), e outros interpretados por C. Moita e P. Terrinha, no âmbito do mesmo Projecto, pertencentes ao “Tectonic Team” do Instituto de Ciências da Terra e do Espaço / Grupo de Geodinâmica / Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa (ICTE/GG/Geofcul) (RIBEIRO *et al.*, 1996).

Foi também elaborado mapa de estruturas da cobertura sedimentar, activas durante a distensão mesozóica. Em grande parte as falhas normais sobrepõem-se a estruturas similares enraizadas no soco (Fig. I.4).

A) SECTOR NORTE

O topo do soco revela a existência de duas importantes estruturas de tipo *graben* e *horst*, com direcções aproximadas NW-SE (*graben* de Monte Real) e NNE-SSW (*horst* da Berlenga). A sua orientação é compatível com a reactivação de falhas tardi-variscas durante a distensão mesozóica, sob campo de tensões com direcção de extensão principal NE-SW (Fig. I.5, trabalho em preparação).

A observação do perfil sísmico da figura I.6 (ver localização na Fig. I.7) permite mostrar que as estruturas distensivas são activas desde a idade dos sedimentos mais antigos da bacia, ou seja do Triásico superior, mas em especial a partir do Hetangiano. São ainda observáveis reactivações posteriores das mesmas durante o Jurássico médio e a parte inferior do Jurássico superior (provável Kimmeridgiano). Para além do diacronismo da distensão, é também clara a interferência de estilos distintos de tectónica pelicular e profunda (*thin e thick skinned tectonics*), ao longo do tempo e através do perfil.

A. F. SOARES *et al.* (1993) definem os principais alinhamentos estruturais submeridianos associados à organização dos corpos sedimentares durante o Triásico-Jurássico, que individualizam blocos com larguras entre os 2 a 16 km, aumentando de Este para Oeste.

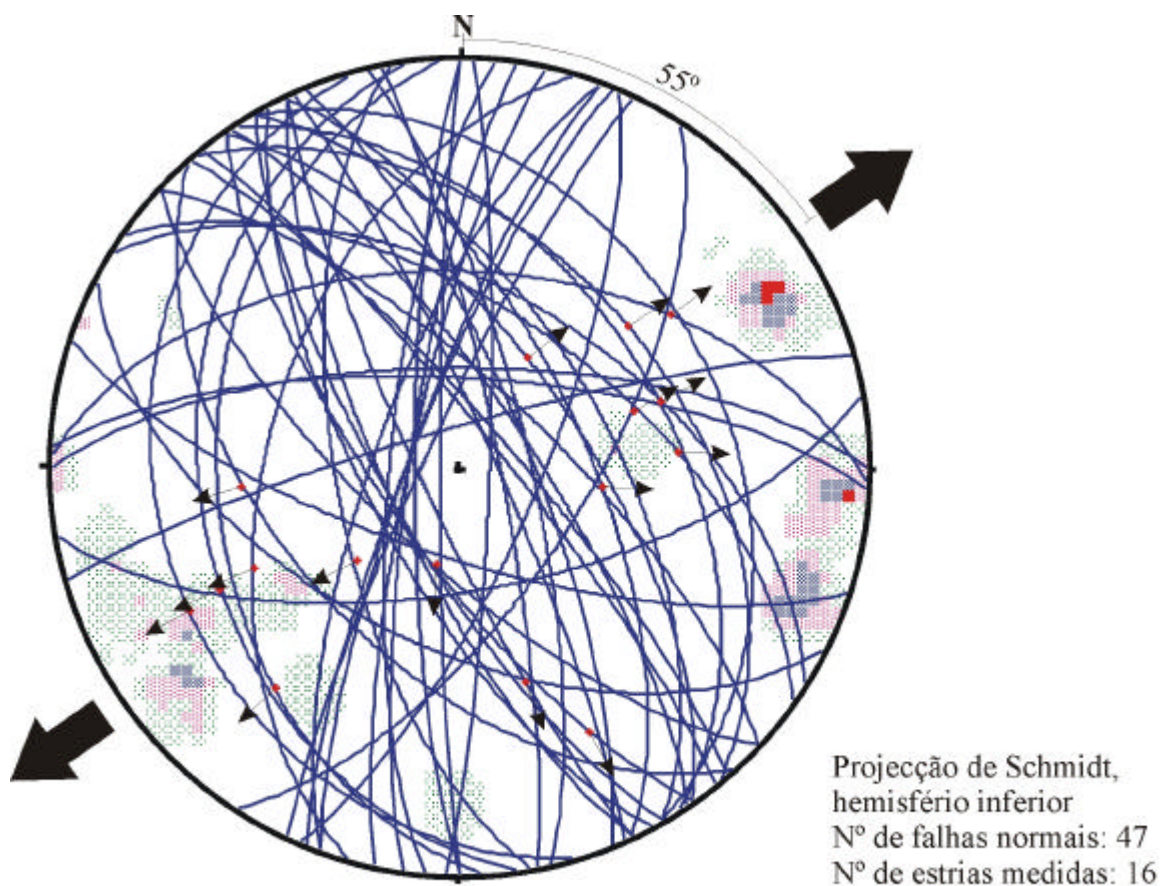


Fig. I.5 - Estereograma de falhas normais de idade triásica e respectivas estrias, indicadores de campo de tensões distensivo segundo direcção aproximadamente NE-SW.

B) SECTOR CENTRAL

B.1 – Bordo oriental

É neste sector que se encontra melhor exposto o bordo oriental da Bacia Lusitaniana. A falha de Porto-Tomar, tradicionalmente considerada como o limite este da bacia, separa a bacia desenvolvida sobre crosta estirada de um domínio não estirado da crosta - o Maciço Hespérico. Um corredor de 15 a 20 km de largura, no interior da bacia e paralelo à falha Porto-Tomar, apresenta uma série de estruturas em *horst* e *graben* de escala quilométrica, que se poderá considerar como um subdomínio entre a crosta não estirada e o interior mais estirado da bacia; é nesta transição que falhas lítricas e flexuras acomodam um elevado gradiente de aprofundamento da bacia e o aumento da extensão finita (Fig. I.8).

A existência deste corredor de *horsts* e *grabens* é devida ao limite da bacia ser constituído por uma falha subvertical - a falha de Porto-Tomar - que não tem capacidade para acomodar a distensão. Esta descontinuidade crostral é reactivada, pelo menos recentemente, durante ou após o Pliocénico, como cavalgamento vergente para Oeste.

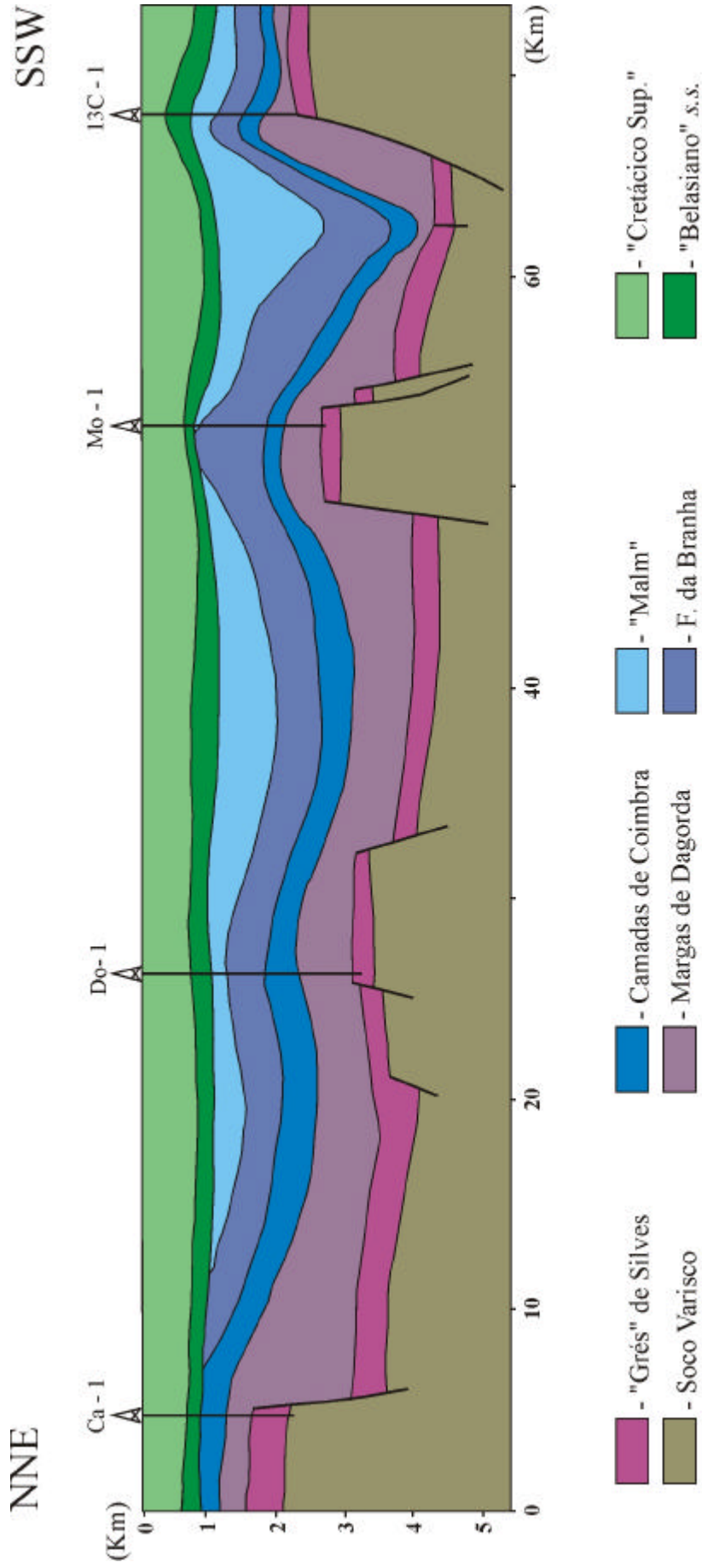


Fig. 1.6 - Interpretação de perfil sísmico de reflexão que mostra estruturas distensivas formadas na Bacia Lusitaniana durante o Jurássico médio e superior, a Norte da falha da Nazaré (adp. S. LOMHOLT, 1996). Para localização *vide* Fig. 1.7.

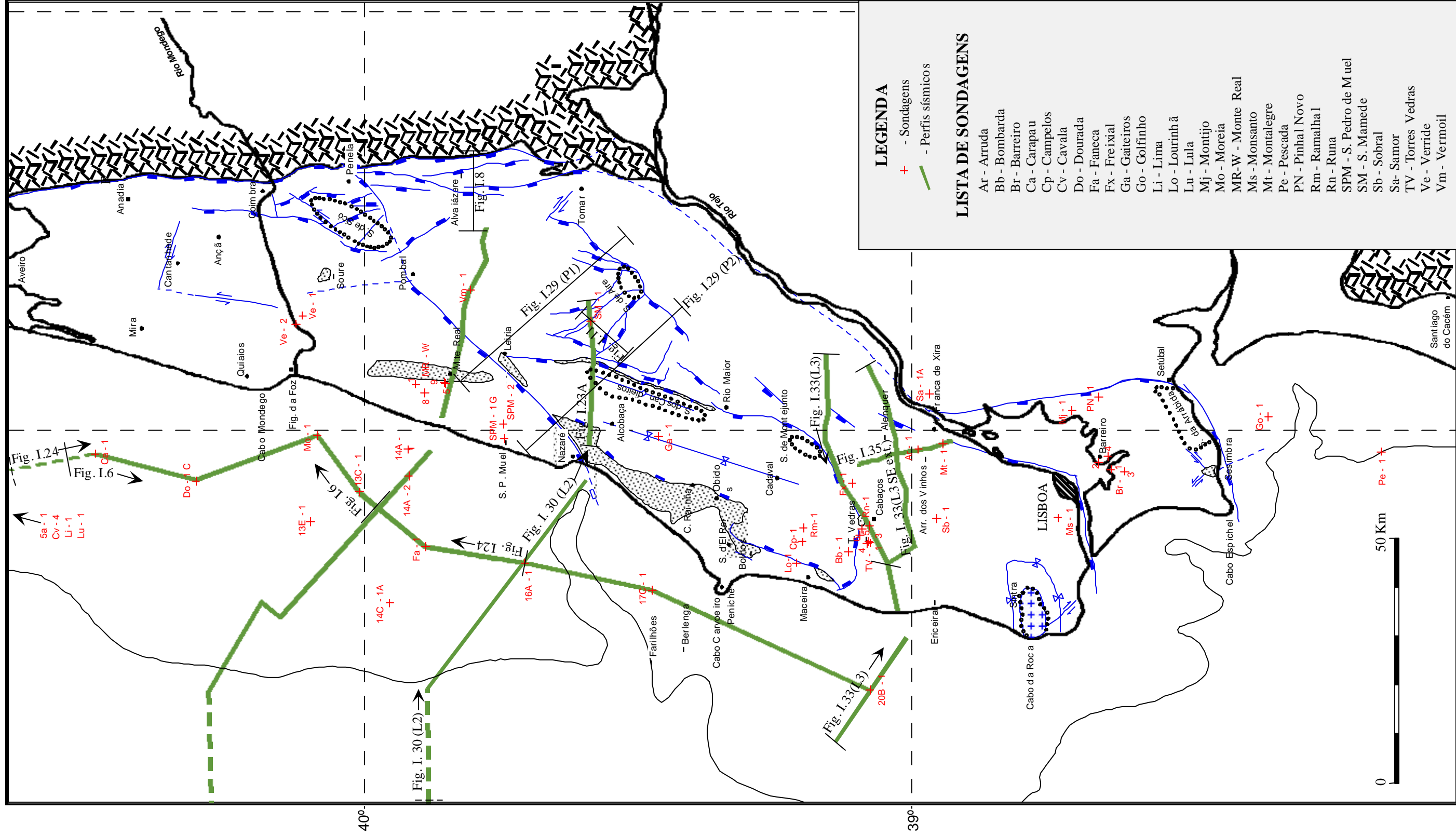


Fig. I.7 - Mapa de localização de sondagens efectuadas na Bacia Lusitaniana para a prospeção de hidrocarbonetos e de perfis apresentados neste trabalho (mod. ROCHA *et al.*, 1996).

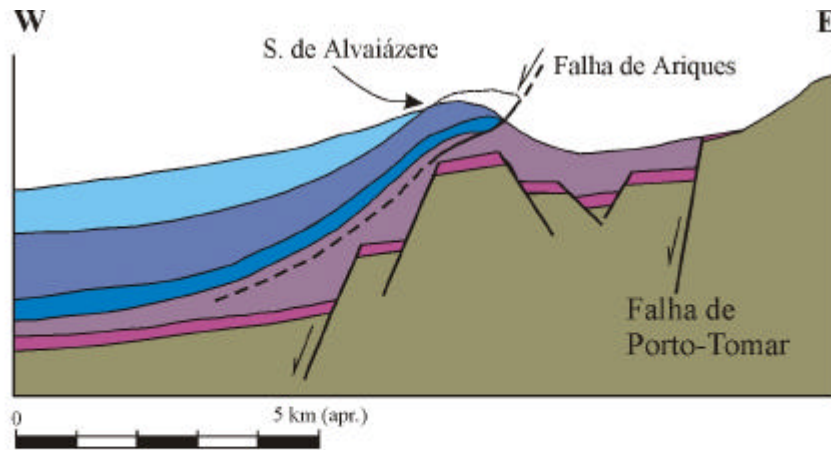
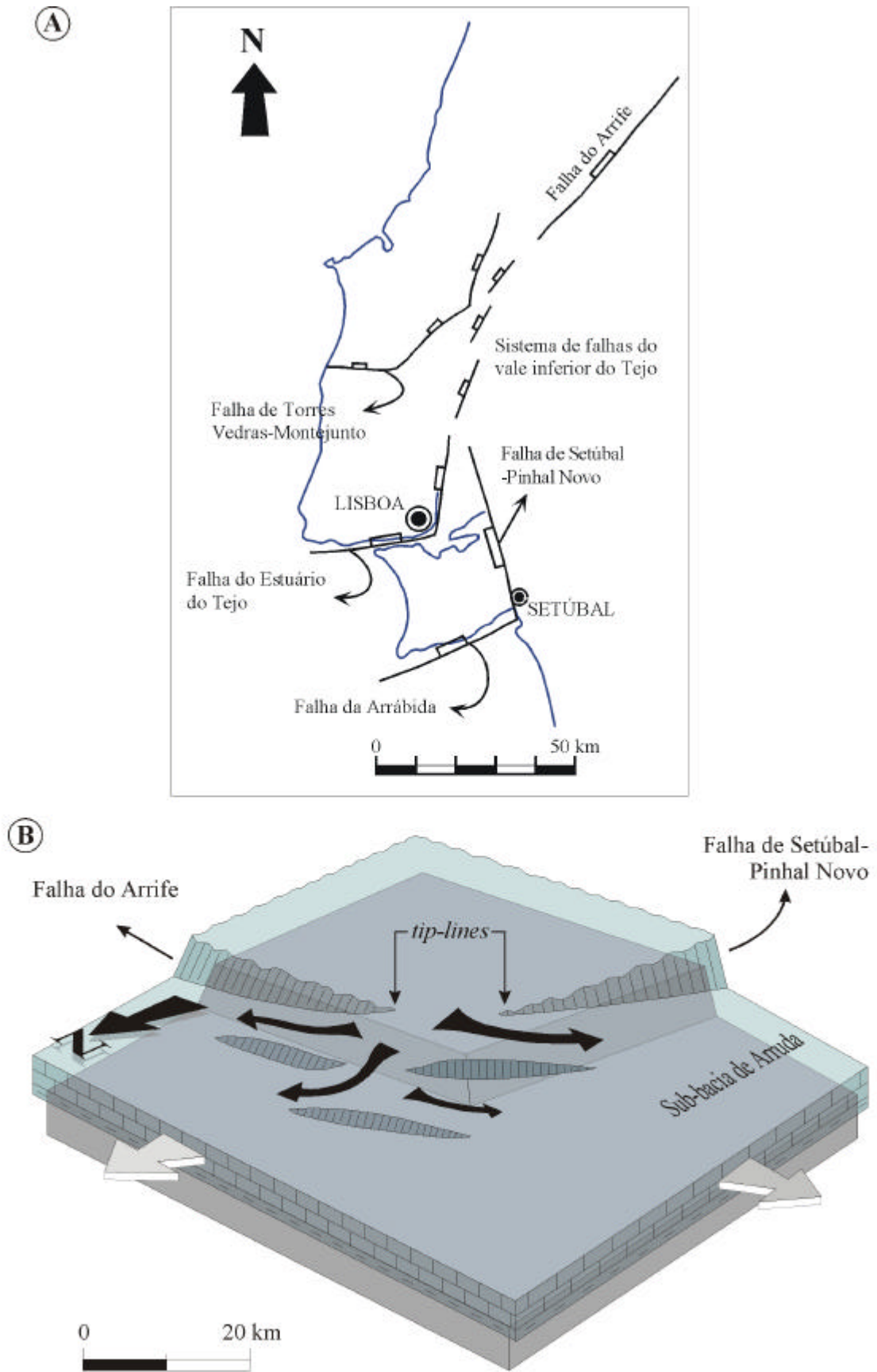


Fig. I.8 - Transversal esquemática junto ao bordo este da Bacia Lusitaniana. Para legenda das unidades consultar a Fig. I.6. Localização na Fig. I.7. Para explicação ver texto (RIBEIRO *et al.*, 1996).

Da região de Tomar para Sul o limite da bacia inflecte para SW, ao longo da falha de Arrife, onde a base da bacia se encontra afundada cerca de 1,5 km no compartimento NW relativamente ao soco subjacente à bacia terciária do Tejo. O pacote sedimentar mesozóico, pouco espesso, que se encontra sob os sedimentos da bacia terciária, ter-se-á depositado no *rift shoulder* da Bacia Lusitaniana.

A falha normal de Arrife encontra-se ligada à falha de Setúbal-Pinhal Novo (sector sul da Bacia Lusitaniana), através de um sistema complexo e difuso (de difícil reconhecimento e interligação cartográfica) de falhas normais *en échelon*, com orientações predominantemente NNE-SSW, entre os paralelos de Montejunto e de Lisboa (Fig. I.9A). Em perfil, observa-se (Fig. I.10) a combinação de estilos tectónicos peliculares e profundos, com reactivações diferenciais de falhas normais durante o Oxfordiano e o Kimmeridgiano. Uma vez que, no que se refere às unidades do Jurássico inferior e médio, não são observáveis estruturas de crescimento, a distensão a nível do soco pode ser considerada como negligenciável.

O modelo proposto (Fig. I.9B) é compatível com a existência de corredores de transporte de material clástico para o interior da sub-bacia de Arruda, proveniente do Maciço Hespérico, durante o Oxfordiano-Kimmeridgiano (MONTENAT *et al.*, 1988). Este transporte ter-se-á efectuado ao longo de “rampas de ligação” (*relay ramps*) entre os blocos suspenso e de apoio da falha lítrica. Esta apresenta, assim, traço cartográfico descontínuo, por vezes *en échelon* com terminações laterais (*tip points*), que encurva em profundidade para um único nível de descolamento sub-horizontal. Durante a fracturação estas rampas deformam-se ductilmente, deixando interligados os blocos suspenso (*hanging wall*) e de apoio (*footwall*) através de *soft-linkages* (LARSEN, 1988).



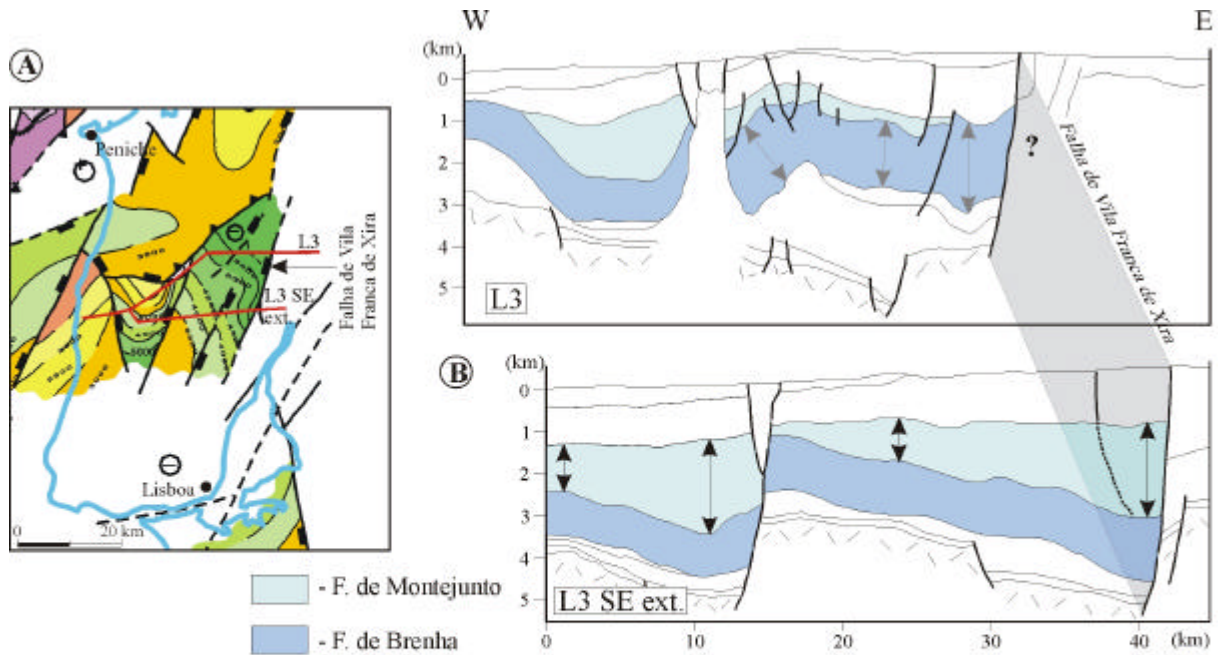


Fig. 1.10 - Estilo tectónico do bordo este da Bacia Lusitaniana. (A) Reprodução parcial da fig. 1.3 para enquadramento e localização dos perfis L3 e L3 SE ext.. (B) Perfis sísmicos que atravessam o bordo este da bacia e mostram: i) a existência de estruturas superficiais e profundas (*thin e thick skinned*) durante o Oxfordiano (Formação de Montejunto); ii) a activação da falha de Vila Franca de Xira que é, em parte do seu trajecto (a Sul), uma falha de crescimento durante o Oxfordiano, tal como outra no interior da bacia (em L3 SE ext.). Durante a deposição da Formação de Brenha, não é evidente a influência da falha. Adaptado de S. LOMHOLT *et al.* (1996).

Embora não seja de excluir a possibilidade destas rampas se desenvolverem a nível do soco, dado o seu comportamento essencialmente frágil e a existência de níveis de descolamento provavelmente apenas a grande profundidade, elas ter-se-ão provavelmente desenvolvido apenas na cobertura sedimentar, com descolamento a nível das Margas de Dagorda. Esta pode ter sido a “solução mecânica” da cobertura para a distensão ao longo das duas falhas discretas do soco - Arrife e Setúbal-Pinhal Novo - que se intersectam segundo uma “cunha convexa”.

B.2 – Bordo ocidental

O limite tectónico ocidental da bacia, se bem que não aflore, será constituído por uma falha normal com direcção NNE-SSW, que passa entre a ilha da Berlenga e a península de Peniche. Esta é uma das direcções predominantes da bacia, em especial na metade ocidental, que inclusivamente condiciona a orientação da actual linha de costa neste sector. Uma das falhas mais importantes, paralelas ao bordo, é a das Caldas da Rainha, ao longo da qual se encontram instalados uma série de diapiros salinos, a saber, de Sul para Norte: Santa Cruz, Vimeiro, Bolhos e Caldas da Rainha.

Ao contrário do bordo oriental, em especial no que se refere aos sedimentos do Jurássico inferior, mas também em certa medida aos do Jurássico médio, a influência próxima do limite da bacia encontra-se bem representada. Com efeito, apesar do ambiente deposicional ser bastante mais distal, de águas mais profundas, a sequência de depósitos na área de Peniche (ROCHA *et al.*, 1996) apresenta uma influência terrígena notória, relativamente às sequências síncronas do bordo este da bacia. Este facto é indicador claro da existência de um bordo activo próximo, que corresponderá ao *horst* da Berlenga.

B.3 – Falha da Nazaré

A falha da Nazaré é considerada como um acidente tectónico de primeira ordem, com influência na compartimentação da Bacia Lusitaniana; ela divide dois subdomínios, cujos sedimentos, particularmente em determinados intervalos do Jurássico, apresentam fácies e espessuras diferentes.

Fundamentados na interpretação da coluna sedimentar a Norte e a Sul da falha da Nazaré, vários autores (p.ex., WILSON *et al.*, 1989; RASMUSSEN *et al.*, 1998) caracterizam a falha como normal, inclinada para Norte, durante a distensão mesozóica. Elementos de campo, a cartografia geológica de pormenor e a análise da carta geológica 1/500000 e de perfis sísmicos, permitem concluir que a principal expressão actual da falha da Nazaré é de cavalgamento para Norte (a falha inclina para Sul), relacionada com a inversão tectónica da bacia durante o Terciário.

B.4 – Graben de S. Mamede

Esta estrutura, orientada segundo a direcção NW-SE, corresponde ao prolongamento do *graben* de Monte Real para o sector central da Bacia Lusitaniana. A. RIBEIRO *et al.* (1996) sugerem a existência desta estrutura com base nos seguintes elementos (Fig. I.11):

i) a inexistência de estrutura diapírica demonstrada pelos sedimentos sobrejacentes à superfície, apesar de terem sido perfuradas centenas de metros de halite maciça, acrescida do reconhecimento de reflectores sísmicos horizontais no interior da unidade, o que demonstra que se encontra na sua posição original;

ii) o reconhecimento de importante falha à superfície, a falha de Minde, com geometria compatível com a existência de um *graben* para NE;

iii) a continuidade geométrica, para o sector norte, com o *graben* de Monte Real (Fig. I.3);

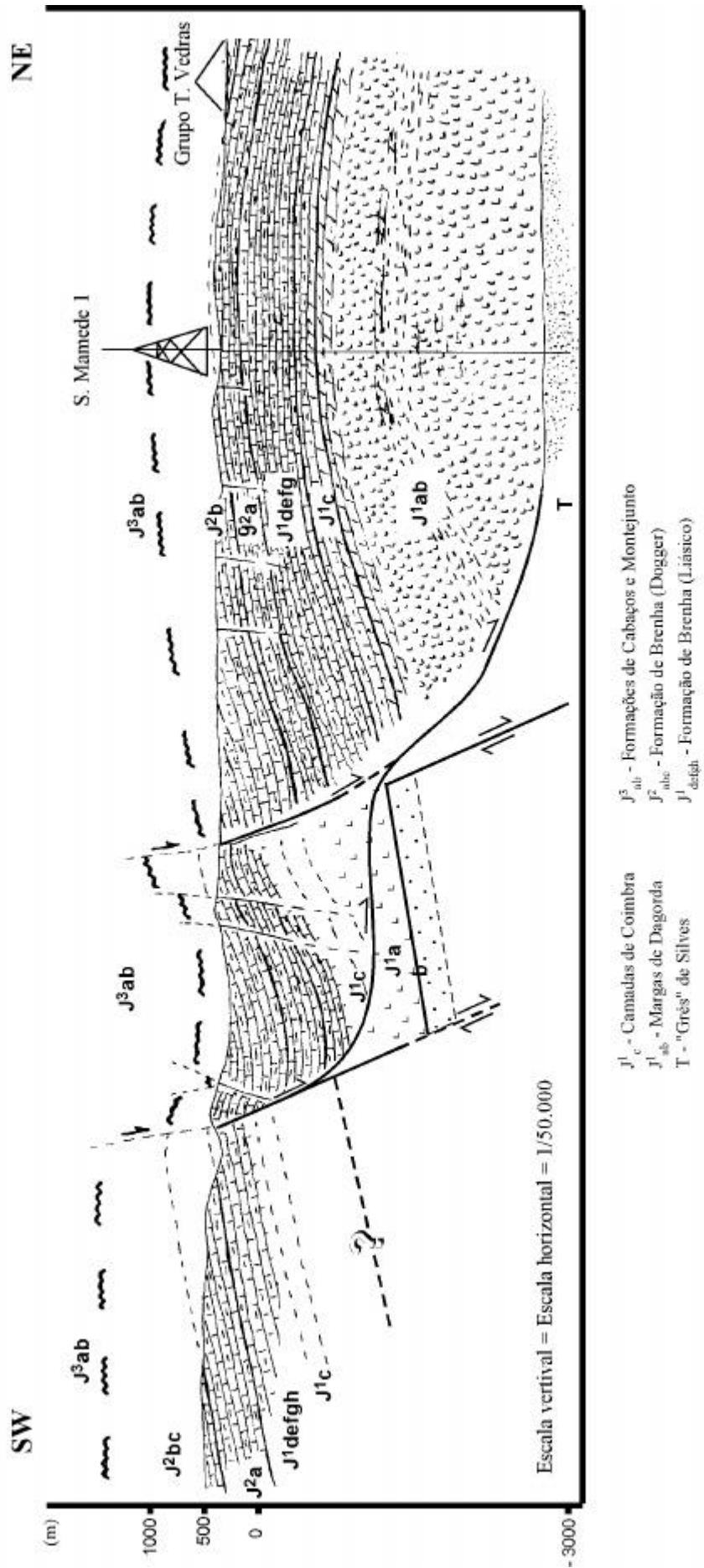


Fig. 1.11 - Interpretação da estrutura do *graben* de São Mamede, efectuada a partir de perfil sísmico de reflexão (mod. de A. RIBEIRO *et al.*, 1996).
 Notação segundo a Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 27-A.

iv) a existência de uma espessura anómala (2100 m) de Margas de Dagorda na sondagem de S. Mamede e a correlação com a sondagem de Vermoil-1;

De acordo com este modelo, a falha de Minde é uma das principais falhas do *graben* e encontra-se enraizada no soco.

Para além daqueles aspectos, a estrutura apresenta anticlinal com eixo NW-SE, o que não é compatível com a direcção da compressão alpina. Desta forma, interpreta-se a estrutura superficial como um *rollover* associado à distensão, com descolamento no nível evaporítico.

C) SECTOR SUL

C.1 – Bordo oriental

É materializado pela falha de Setúbal-Pinhal Novo, que separa o compartimento afundado da bacia a Oeste, onde a espessura de sedimentos mesozóicos é da ordem de 3 km, do bloco de soco elevado a Este, coberto por sedimentos cenozóicos da bacia terciária do Tejo. Este compartimento corresponderá ao *rift shoulder* da Bacia Lusitaniana neste sector.

Para o interior da bacia, se bem que bastante deformada pela tectónica compressiva cenozóica responsável pela formação da cadeia da Arrábida, observam-se falhas normais com direcção próxima de N-S, isto é, subparalelas ao referido bordo, que afectam as unidades do Jurássico inferior e médio e se encontram seladas pelas unidades do Jurássico superior. Este facto é notório na parte ocidental do flanco norte da dobra do Formosinho (desde El Carmen até a Norte do vértice geodésico de Formosinho).

Para além destas falhas, outra, situada na escarpa fronteira à praia da Figueirinha (Arrábida), mostra actividade sinsedimentar durante o Jurássico médio. Com efeito, como se pode observar na figura I.12, apresenta crescimento em cunha contemporâneo da sedimentação, com espessamento progressivo dos calcários do Jurássico médio no bloco suspenso.

C.2 – Bordo meridional

Encontra-se representado pela falha da Arrábida, que se localiza alguns quilómetros a Sul da linha de costa meridional da península de Setúbal. Considera-se esta falha como de bordo de bacia com base essencialmente em argumentos geométricos, de ordem estratigráfica e estrutural, a saber:

i) A diferença de espessura substancial entre as unidades jurássicas aflorantes na península de Setúbal, que é da ordem de 2,5 a 3 km, e na plataforma continental a Sul,

testemunhada pela sondagem Golfinho-1 (localizada 15 km a Sul da linha de costa), onde a espessura destas unidades é da ordem de 1000 m.

ii) As geometrias distintas do topo do soco, com as isóbatas a Norte a inclinar para Norte e, a Sul, a inclinar para Oeste, com gradiente aproximadamente duplo relativamente às primeiras (Fig. I.3). Para além deste aspecto há que notar a aparente ausência de falha de bordo de bacia no domínio sul, o que implica um estilo tectónico completamente distinto da Bacia Lusitaniana no que respeita aos limites, evidenciando deformação flexural da crosta.

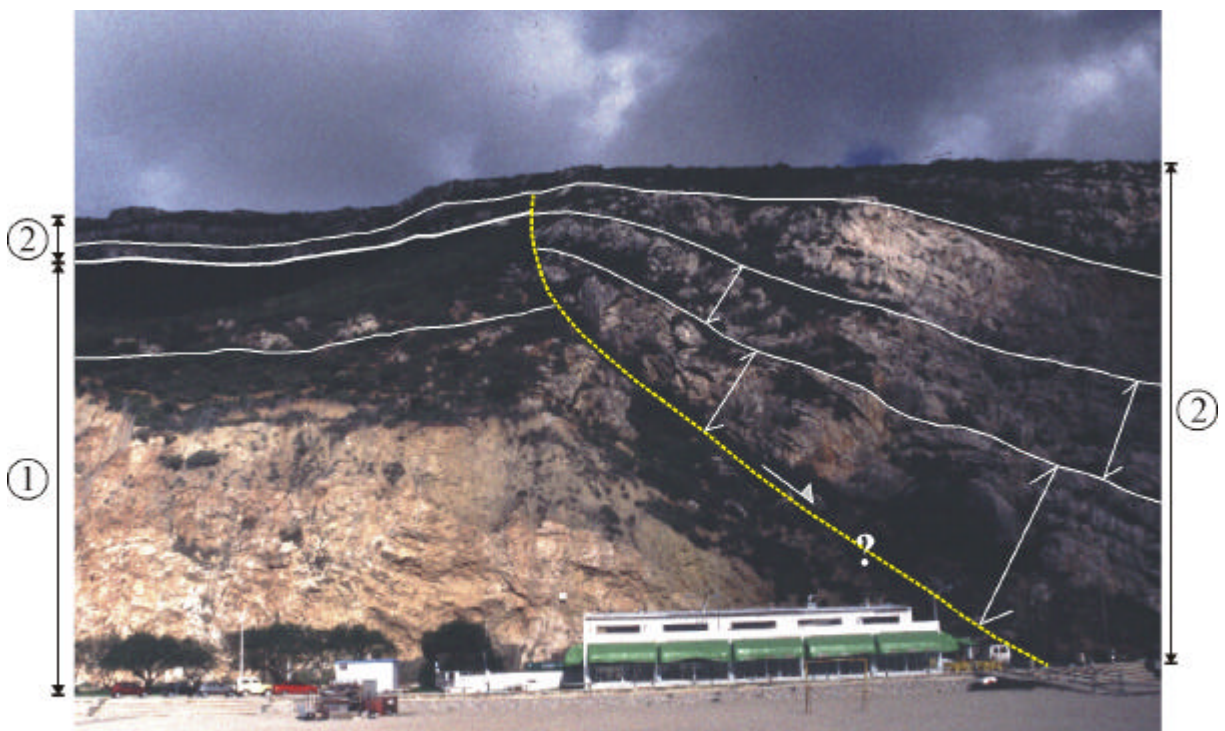


Fig. I.12 - Afloramento da praia da Figueirinha (Arrábida) onde se observa aumento progressivo da espessura das camadas do Dogger por crescimento sinsedimentar a partir de falha não representada na fotografia (localizada a Este, sem figuração possível). A estrutura assinalada a tracejado amarelo representa falha conjugada da primeira. 1) Calcários dolomíticos do Liásico; 2) Calcários do Dogger. Norte em frente.

Apesar das linhas sísmicas N-S iniciadas cerca de 20 km a Sul da Arrábida não mostrarem directamente esta falha, evidenciam no entanto a presença de algumas falhas normais com polaridade para Norte.

Aquando da inversão cenozóica da bacia os cavalgamentos associados à formação dos principais relevos estruturais, ter-se-ão desenvolvido pela reactivação essencialmente superficial de falhas da bacia, com direcção subparalela a este bordo.

A combinação destes dois sistemas de falhas no interior do sector, provavelmente enraizadas no soco, favorece a formação de um mosaico de relevos e depressões estruturais (Fig. I.13). O sistema submeridiano apresenta uma frequência superior, uma vez que a distância entre falhas é de ordem quilométrica, enquanto no outro sistema a distância é de cerca de 5 a 7 km.

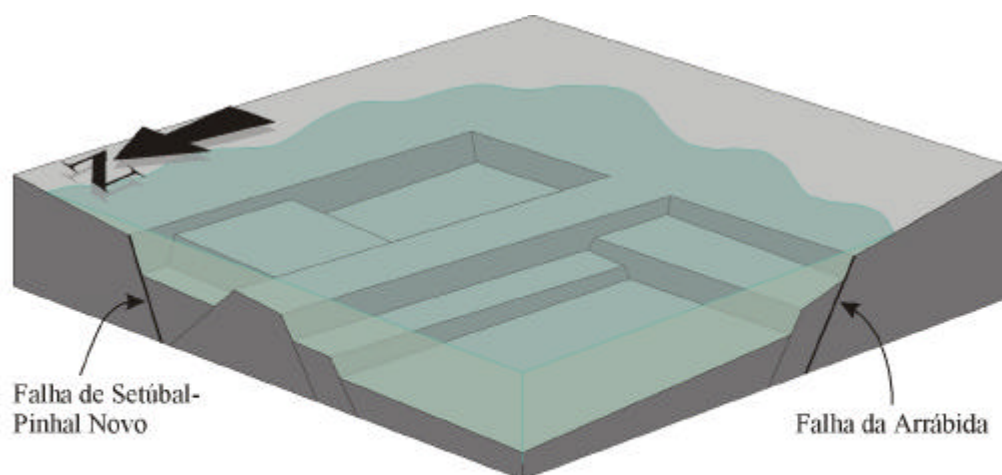


Fig. I.13 - Bloco diagrama que representa a compartimentação ocorrida no sector sul durante o Dogger. A verde assinala-se provável limite difuso da bacia, a Sul e a Este, respectivamente, das falhas da Arrábida e de Setúbal-Pinhal Novo.

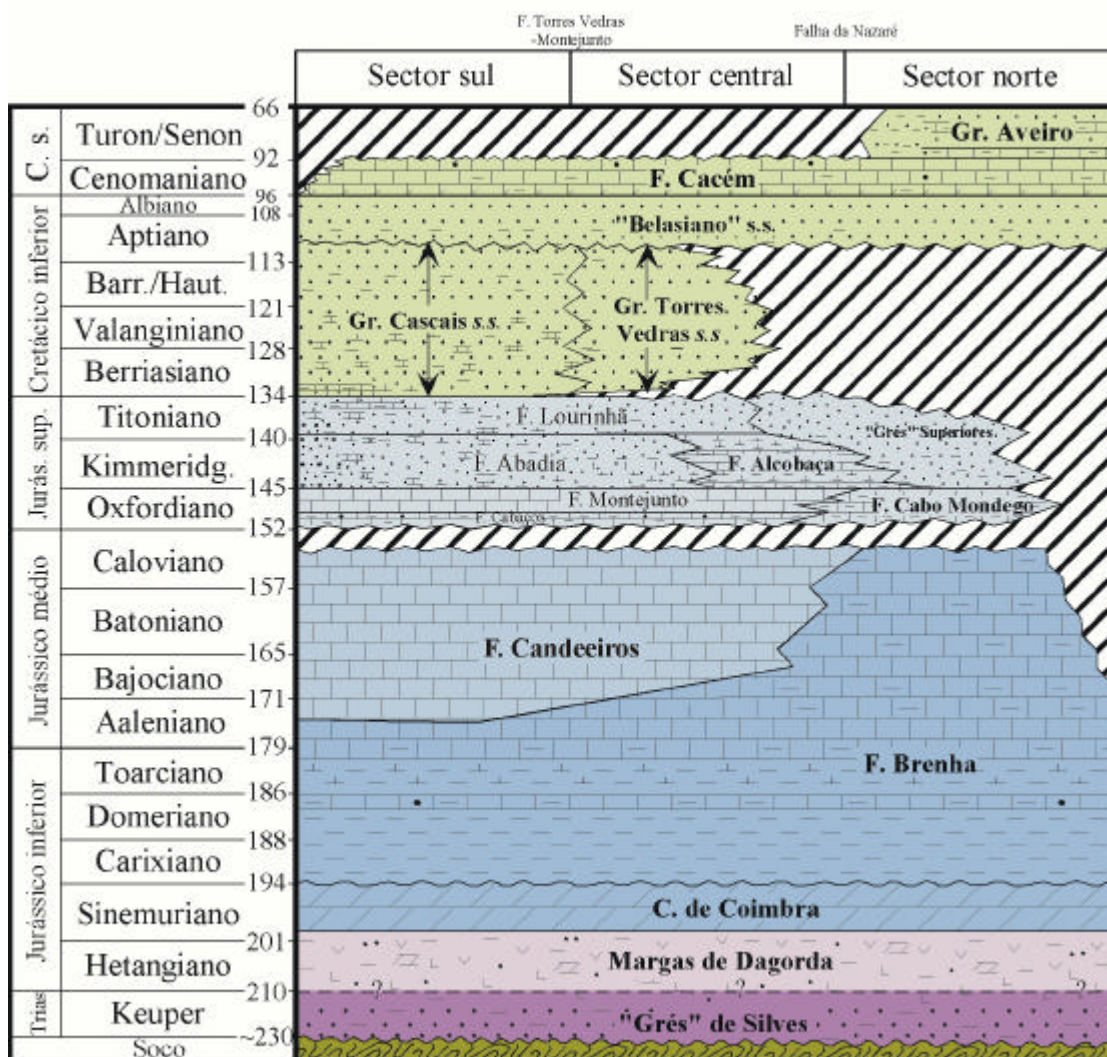
I.3 – Unidades litostratigráficas

A definição de unidades litostratigráficas da Bacia Lusitaniana não tem sido matéria de consenso entre os vários autores. Desde que o Mesozóico português, em particular o da Bacia Lusitaniana, começou a ser alvo de estudos aprofundados, ou seja desde P. Choffat, até os tempos mais recentes, a respectiva cronostratigrafia e litostratigrafia têm sido objecto de constantes modificações, quanto às designações, às idades, ao significado (contexto paleoambiental), à escala (representatividade à escala da bacia) e à utilização (geologia de superfície *versus* geologia de subsuperfície).

Para efeitos de discussão introdutória será utilizado o quadro litostratigráfico produzido pelo Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo (GPEP) (1986) (Quadro I), por várias ordens de razões:

- i) não é objectivo deste trabalho apresentar estudos de índole litostratigráfica e muito menos discutir modelos de autores especializados;
- ii) as unidades sismostratigráficas representadas nos perfis sísmicos discutidos ao longo do trabalho são suportadas por este Quadro;
- iii) com todos os riscos que envolve, o Quadro escolhido comporta um modelo simplificado, com grande abrangência vertical e horizontal, à escala da bacia.

QUADRO I
Unidades litostratigráficas da Bacia Lusitaniana



Adaptado de GPEP (1986), R. ROCHA *et al.* (1996), E. RASMUSSEN *et al.* (1998) e J. REY (1999).

Esta simplificação, provavelmente necessária quando se tenta representar a totalidade da bacia, muito heterogénea no espaço e no tempo devido a geometria complexa (*vide* Capítulo I.2), não atende, por exemplo, ao heterocronismo de muitos dos limites definidos. Uma vez que o Quadro foi produzido a partir das unidades sismostratigráficas dos perfis de reflexão, a simplificação era provavelmente inevitável, dada a resolução espacial conferida pelo método de aquisição de informação (espessura mínima discernível da ordem dos 50 m).

Para maior pormenor referente às unidades litostratigráficas dos sectores norte e central da Bacia Lusitaniana, no intervalo Triásico-Jurássico médio sugere-se a consulta da Fig. 2 do sub-capítulo II.3 e do Anexo 6 *in* ROCHA *et al.*, 1996.

Apresenta-se, em seguida, a descrição das unidades figuradas no Quadro I, do ponto de vista litológico, estratigráfico, dos ambientes de sedimentação dominantes, da paleogeografia, respectivas “assinaturas” sísmicas e, quando pertinente, ligação a eventos não sedimentológicos interiores e exteriores à bacia (vulcanismo, por exemplo).

A) “GRÉS” DE SILVES (CHOFFAT, 1887) - Triásico superior

Os sedimentos da base da bacia depositam-se sobre os relevos tardi-variscos arrasados durante o Pérmico e a base do Triásico, intervalo de tempo de que não é conhecido registo sedimentar, excepto os Grés do Buçaco (Autuniano ?). No Maciço Hespérico são conhecidos filões básicos desta idade (222 ± 2 M.a., FERREIRA & MACEDO, 1977) que sublinham o início da distensão que irá gerar a Bacia Lusitaniana (SOARES *et al.*, 1993). Os sedimentos correspondem a depósitos siliciclásticos de sistemas de leques aluviais, com paleocorrentes medidas em afloramentos ao longo do bordo oriental, indicando direcção média de transporte de Este para Oeste (ROCHA *et al.*, 1996).

Dado o facto desta unidade vir ocupar, na sua fase inicial, relevos residuais do Maciço Hespérico ao longo de canais, e o de se ter iniciado a diferenciação de blocos tectónicos, a espessura é muito variável, mesmo em áreas actualmente profundas da bacia. Para confirmar esta afirmação basta comparar espessuras medidas:

- i) no bordo este da bacia - por exemplo entre os cortes de Ceras (Tomar) e Pereiros (Coimbra) as espessuras são, respectivamente de 20 m e 520 m (PALAIN, 1976);
- ii) em sondagens - 13C-1: 278 m; 17C-1: 160 m; Carapau-1: >570 m; Sobral-1: 0 m.

Do ponto de vista da sísmica de reflexão, a unidade dos “Grés” de Silves apresenta comportamento idêntico ao soco subjacente, integrando-se assim no designado “soco acústico”.

B) MARGAS DE DAGORDA (CHOFFAT, 1892) - Hetangiano

Este sistema de depósitos continentais passa progressivamente a depósitos de planície aluvial, com invasões marinhas episódicas; este novo enquadramento paleogeográfico, concomitante de uma aceleração da subsidência que é acompanhada pela colmatação de sedimentos, permite a deposição de espessa coluna de evaporitos.

A sua espessura é também muito variável, embora, em grande parte, as espessuras actualmente medidas nada tenham a ver com as originais, pois é esta unidade, pelas suas características geológicas, a responsável pelo diapirismo na Bacia Lusitaniana. A baixa densidade e ductilidade do conjunto da unidade proporcionou migrações, horizontais e verticais, que mascaram completamente as espessuras originais. Estas podem ser nulas em áreas que sofreram soldadura (*weld*) entre as camadas carbonatadas sobrejacentes e os “Grés” de Silves subjacentes, por migração lateral em direcção a áreas diapíricas onde, pelo contrário, as espessuras podem atingir milhares de metros.

Embora na Bacia do Algarve sejam conhecidas escoadas sinsedimentares contemporâneas destes depósitos (ROCHA, 1976), na Bacia Lusitaniana o único indício de vulcanismo é dado pelo “Complexo vulcano-sedimentar”, constituído por uma alternância de rochas eruptivas de natureza toleítica, de tufos vulcânicos argilosos e de pelitos com gesso e dolomitos (MARTINS, 1991) que ocorre na região de Sesimbra (sector sul da Bacia Lusitaniana). No soco do Maciço Hespérico foi assinalado um filão de lamprófiro, em Pinhel, com 204 ± 4 M.a. (FERREIRA & MACEDO, 1977).

A reologia desta unidade é favorável não só à migração dos evaporitos mas também:

i) à instalação de descolamentos associados a falhas lístricas durante a distensão mesozóica;

ii) ao estiramento na proximidade de falhas do soco, durante o mesmo período de evolução da bacia fazendo, em muitos casos, de fronteira entre a deformação frágil no soco e a deformação por vezes dúctil na cobertura sedimentar, inibindo a propagação de acidentes profundos para zonas superficiais;

iii) à instalação de descolamentos associados a estruturas de inversão da bacia durante o Cenozóico.

Esta unidade apresenta uma velocidade sísmica bastante inferior à das unidades encaixantes e um comportamento peculiar relacionado com a sua composição e com a deformação que normalmente possui; são frequentes as “múltiplas” e, geralmente, quando se apresenta em sequências espessas localizadas em diapiros, a geometria das unidades sismostratigráficas e das estruturas subjacentes são obliteradas.

C) CAMADAS DE COIMBRA (CHOFFAT, 1880) – Sinemuriano *s.l.*

Esta unidade marca a instalação definitiva da tendência carbonatada já registada, a intervalos, no topo da unidade anterior. É constituída por dolomitos, calcários dolomíticos e calcários que reflectem uma evolução em meio marinho, em vias de aprofundamento progressivo (ROCHA *et al.*, 1990). Estes carbonatos instalam-se sobre uma rampa homoclinal que sofrerá perturbações a partir do Aaleniano (base da Zona de Murchisonae) (DUARTE, 1995; SOARES & GOMES, 1997). Com o aparecimento de calcários durante o Lotaringiano, as Camadas de Coimbra passam a apresentar assimetria de fácies entre os bordos este e oeste, ficando as dolomíticas confinadas a Este.

Nas fácies calcárias foram recolhidas as primeiras amonites da Bacia Lusitaniana, que embora endémicas (MOUTERDE *et al.*, 1972; DOMMERGUES & MOUTERDE, 1987), demonstram as primeiras grandes ligações oceânicas inicialmente com o domínio boreal, posteriormente também com o Mar de Téthys. No final do Sinemuriano assinala-se um confinamento dos fundos marinhos, responsável pela formação de níveis betuminosos.

Quanto à espessura, numa primeira abordagem genérica, e tendo em conta:

- i) a caracterização das unidades litostratigráficas (WITT, 1977),
- ii) a descrição de afloramentos essencialmente do bordo este (ROCHA *et al.*, 1996),
- iii) a análise dos relatórios de sondagens (e respectivos *strip logs*),

pode concluir-se que ela é relativamente constante, da ordem de 100 m.

Revisão recente destes relatórios e testemunhos de sondagens, efectuada no âmbito do Projecto MILUPOBAS (ROCHA *et al.*, 1996) vêm, no entanto, evidenciar tendência diversa (Figs. I.14A e B e Quadro II).

As sondagens localizam-se em cristas de anticlinais, pelo que as espessuras perfuradas correspondem a espessuras próximas das verdadeiras. Se bem que o espessamento da unidade relativamente ao bordo não seja muito notória nos perfis sísmicos interpretados (LOMHOLT *et al.*, 1996) ela pode dever-se a dois factos:

- i) os horizontes foram marcados a partir das antigas interpretações das sondagens, com espessuras diferentes das revistas por R. B. ROCHA *et al.* (1996);
- ii) as espessuras avaliadas nesta nova interpretação, se bem que bastante superiores às inicialmente atribuídas, em termos relativos são significativas mas em termos absolutos são praticamente desprezáveis.

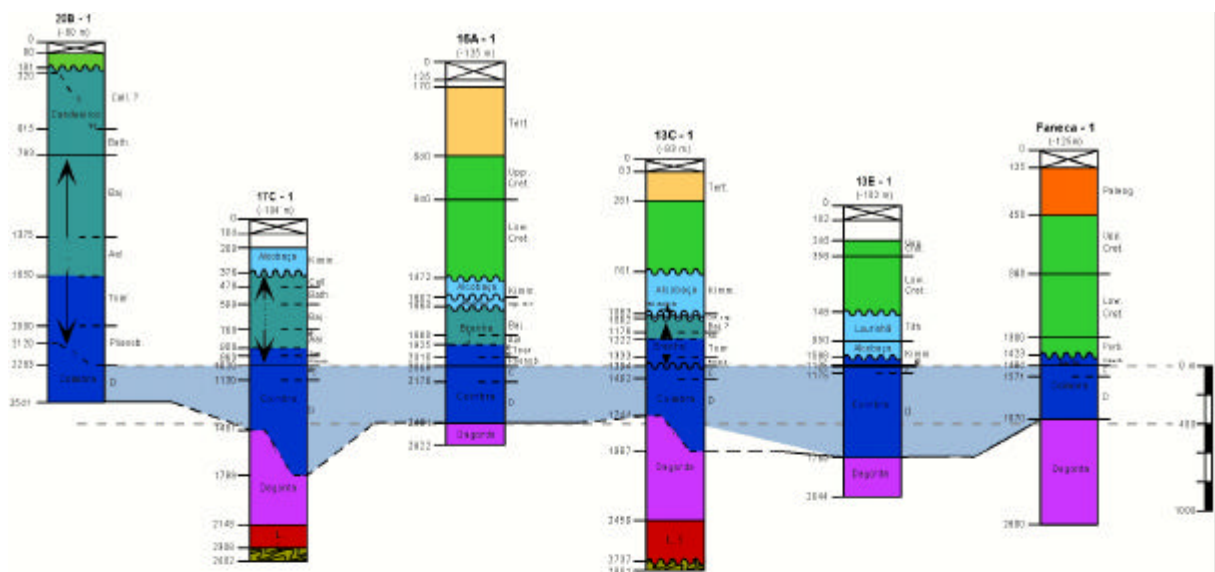


Fig. I.14A - Alinhamento de sondagens junto ao bordo ocidental da Bacia Lusitaniana que mostram espessura média próxima dos 400 m, na unidade das Camadas de Coimbra. Para localização das sondagens, ver Fig. I.7.

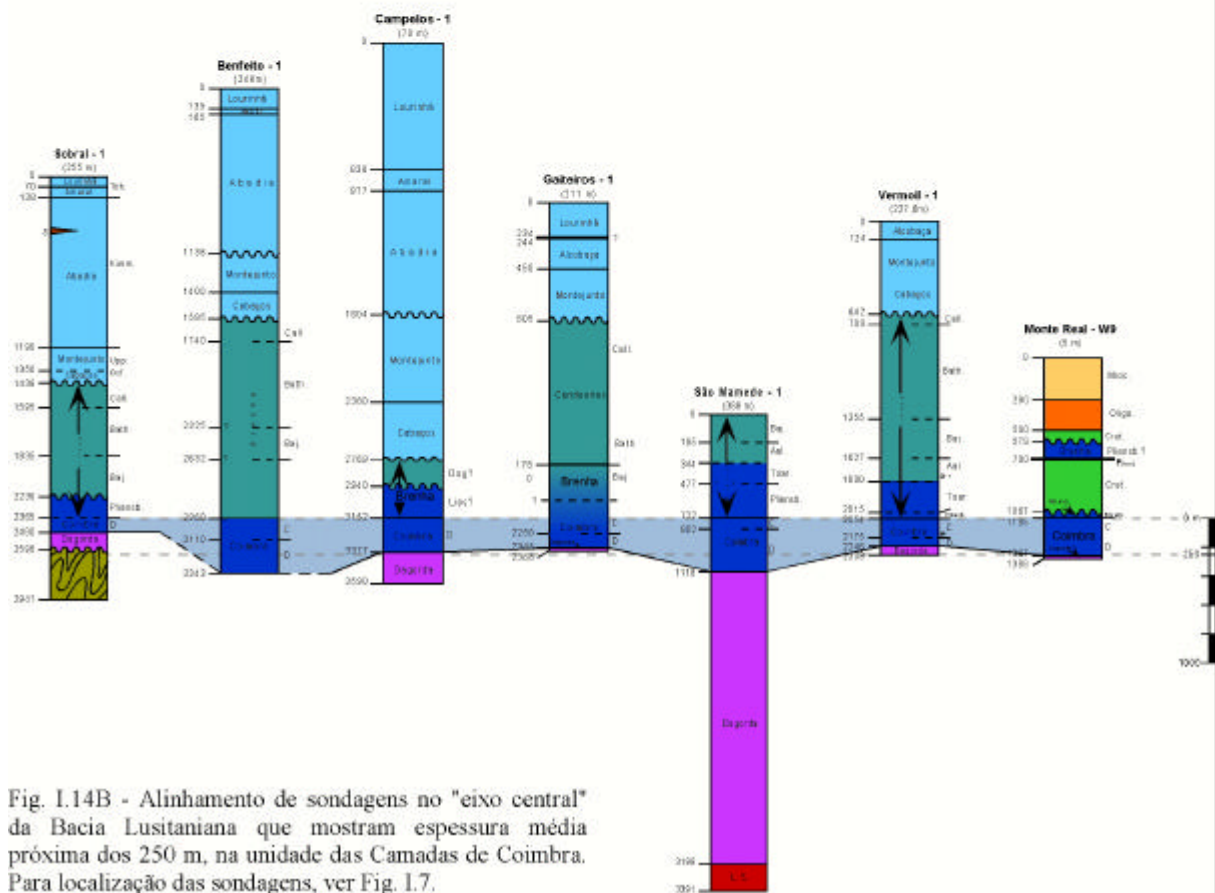


Fig. I.14B - Alinhamento de sondagens no "eixo central" da Bacia Lusitaniana que mostram espessura média próxima dos 250 m, na unidade das Camadas de Coimbra. Para localização das sondagens, ver Fig. I.7.

QUADRO II

Espessura das Camadas de Coimbra medida em diferentes sondagens na Bacia Lusitaniana

“Sector”	Sondagem	Espessura (m)
Bordo ocidental	20B-1	258 (421?)
	17C-1	451 (669?)
	16A-1	392
	Faneca-1	386
	13C-1	350 (593?)
	13E-1	> 644
	Média (dos valores mínimos):	~ 400
“Eixo central”	Sobral-1	115
	Benfeito-1	> 383
	Campelos-1	225
	Gaiteiros-1	> 95
	São Mamede-1	396
	Vermoil-1	192
	Monte Real-W9	262
	Média (dos valores mínimos):	~ 250

As sondagens do bordo ocidental encontram-se praticamente alinhadas segundo a direcção NNE-SSW, distribuídas ao longo de uma faixa paralela a este bordo (no compartimento abatido) com largura média de 5 a 10 km e comprimento de 125 km. As do “eixo central” encontram-se alinhadas segundo a mesma direcção (embora um pouco mais irregular), praticamente no eixo da bacia, e ao longo de 110 km.

Excepção principal à tendência das espessuras mostrada para esta unidade no Quadro II (bordo ocidental), são as presentes em Peniche e São Pedro de Muel (> 100 m). Esta diferença é interpretada como sendo devida à aproximação do limite (no bloco suspenso) do compartimento adjacente à falha da Berlenga, limitado a Este pela falha das Caldas da Rainha.

As variações de espessura são compatíveis com rampa homoclinal regular (cf. ROCHA *et al.*, 1996), inclinada, em média, 0,25° para Oeste (Fig. I.15).

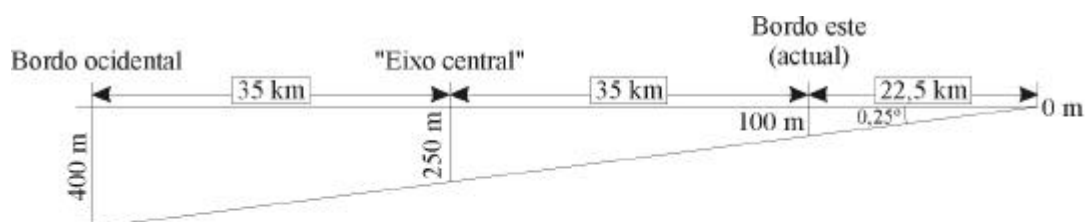


Fig. I.15 - Diagrama que mostra a variação progressiva da espessura das "Camadas de Coimbra", transversal à Bacia Lusitaniana. Segundo este esquema simplificado, o bordo da Bacia Lusitaniana localizar-se-ia a cerca de 25 km a Este do actual limite cartográfico da bacia. Mais ainda, favorece um modelo de deposição em *half-graben*.

D) FORMAÇÃO DE BRENHA (DE MEIJER & WITT, 1974 *in* WITT, 1977) – Carixiano-Caloviano

FORMAÇÃO DE CANDEEIROS (MATOS & WITT, 1976 *in* WITT, 1977) – Aaleniano-Caloviano

Os sedimentos da base da primeira unidade (Liásico médio e superior) são essencialmente constituídos por margas e calcários margosos; no Aaleniano predominam os calcários margosos que passam, no Bajociano, a calcários compactos. A Formação de Brenha assenta em concordância sobre as Camadas de Coimbra, em toda a bacia (MOITA, 1996).

No sector sul da bacia a sedimentação efectua-se em ambientes sempre menos profundos do que os observados nos restantes sectores para o intervalo de tempo em que se enquadra a Formação de Brenha: rampa interna no Pliensbaquiano, *tidal flat* no Toarciano, supra- a inter-mareal no Bajociano e Batoniano e submareal a mareal no Caloviano.

Na parte oriental dos sectores central e norte da bacia, diferencia-se outra unidade, a Formação de Candeeiros, com limite inferior diacrónico desde o Bajociano (RUGET-PERROT, 1961). A diferenciação destas unidades verifica-se ao longo de um eixo submeridiano (Arunca-Montemor no sector norte e Rio Maior-Porto de Mós-Leiria no sector central), que separa ambientes de plataforma interna, lagunar e intermareal para Este (AZEREDO, 1993), de

ambientes de características hemipelágicas com a formação de turbiditos carbonatados (WATKINSON, 1989) a Oeste.

A Formação de Brenha depositou-se em ambiente de rampa carbonatada externa de águas relativamente profundas, onde são frequentes as faunas de amonites, e a Formação dos Candeeiros em rampa carbonata interna de pequena profundidade (ROCHA *et al.*, 1996). Condições de mar aberto passam a prevalecer a partir do Liásico médio (MOUTERDE, 1971) e a topografia do fundo continua a apresentar geometria de rampa homoclinal, com o desenvolvimento de turbiditos na sequência margosa com finas intercalações calcárias do Toarciano (WRIGHT & WILSON, 1984; DUARTE, 1995).

O retorno progressivo à sedimentação carbonatada no final do Toarciano, após um intervalo predominantemente margoso (Liásico médio e superior), é acompanhado, em Peniche, pelo desenvolvimento de fluxos silicicláticos e associações biodetríticas amalgamadas, sob influência nítida do alto fundo da Berlenga, bastante próximo.

Provavelmente no topo da Formação de Candeeiros (Caloviano?; Caloviano / Oxfordiano?) ocorrem importantes movimentos gravíticos de massas. Citam-se três casos, a título de exemplo: Ateanha (MACARIT *et al.*, 1993), Sicó (A. F. SOARES, comunicação pessoal) e Alvaiázere (Kullberg, trabalho em preparação).

No corte tipo localizado na região de Brenha, ao longo da estrada Figueira da Foz-Aveiro, a formação apresenta espessura de aproximadamente 950 m. A parte superior carbonatada da Formação da Brenha (Dogger) apresenta espessura inferior à sua equivalente lateral, a Formação de Candeeiros, por um espessamento em direcção a Este (MOUTERDE *et al.*, 1979) e Sul.

Segundo G. MANUPPELLA *et al.* (1985) e C. AZEREDO (1993), *in* R. B. ROCHA *et al.* (1996), a espessura da Formação de Candeeiros é superior a 800 m.

Em perfis sísmicos são frequentemente observadas variações de espessura, conferindo geometria em cunha, no interior de compartimentos tectónicos. Estas variações são sobretudo observadas na Formação de Brenha, uma vez que se encontra melhor representada nos perfis de sísmica de reflexão, quase exclusivamente efectuados na metade ocidental da bacia.

E) FORMAÇÃO DE CABAÇOS (CHOFFAT, 1893) – Oxfordiano médio

É constituída por calcários betuminosos, por vezes com níveis abundantes de lignite, e é datada do Oxfordiano médio, Zona de Plicatilis (ATROPS & MARQUES, 1988); assenta normalmente em ligeira discordância angular sobre as Formações de Brenha e de Candeeiros.

Está representada, essencialmente, no sector central da Bacia Lusitaniana. Foi depositada em ambiente lacustre a Norte (Alcobaça-Pombal), e lacustre com salinidade variável a marinho, mais a Sul (Montejunto-Torres Vedras) (WRIGHT, 1985).

A unidade apresenta espessuras relativamente pequenas, mas bastante variáveis: cerca de 40 m na região de Alcobaça-Pombal e 200 m na região de Montejunto-Torres Vedras (ROCHA *et al.*, 1996).

F) FORMAÇÃO DE MONTEJUNTO *s. l.* (CHOFFAT, 1887) – topo Oxfordiano médio-Oxfordiano superior

É composta por calcários micríticos compactos, por vezes com intercalações margosas. Esta unidade é interpretada em sentido lato englobando no topo a Formação de Tojeira (MOUTERDE *et al.*, 1972; ATROPS & MARQUES, 1988). A base data do topo do Oxfordiano médio (topo da Zona de Plicatilis) e o topo do Oxfordiano terminal (Zona de Planula).

Corresponde a ambiente marinho de plataforma carbonatada interna, de pequena profundidade, episodicamente com acarreios argilosos.

Está confinada ao paralelo da Nazaré, o que significa que não ocorre no sector norte da bacia.

A espessura é muito variável; segundo R. WILSON *et al.* (1989), quando a unidade apresenta menores espessuras (200 a 500 m) ter-se-á depositado sobre blocos basculados limitados por falhas, quando apresenta maiores espessuras (500 a 1500 m), ter-se-á depositado em sub-bacias com forte subsidência devida a escape de sal.

Os mesmos autores tratam a Formação de Tojeira como o membro inferior da Formação de Abadia; segundo B. STAM (1986), esta unidade corresponde genericamente a argilas negras com fauna indicativa de ambiente nerítico profundo a batial, de profundidade entre 200 e 500 m, que se depositaram em toda a bacia (WILSON, 1979).

Nesta unidade, F. GUÉRY (1984) descreve a ocorrência de fluxos detríticos (*debris flows*) contendo blocos alóctones de carbonatos de pequena profundidade, carsificados, e clastos provenientes do soco. A espessura é muito variável lateralmente, entre os 80 e 160 m (ROCHA *et al.*, 1996).

G) FORMAÇÃO DE CABO MONDEGO (DE MEIJER & WITT, 1974, *in* WITT, 1977) –
Oxfordiano médio-superior

Esta unidade é a equivalente lateral da Formação de Montejunto a Norte da falha da Nazaré (sector norte). Assenta em discordância sobre a Formação de Brenha. Corresponde a calcários margosos, geralmente de cor cinzenta a negra, com intercalações betuminosas, lignitosas e também arenosas e testemunha ambiente de sedimentação de planície litoral a plataforma carbonatada interna.

A espessura no corte-tipo (Cabo Mondego) é de 248 m e não varia consideravelmente nas sondagens da plataforma.

H) FORMAÇÃO DE ABADIA (CHOFFAT, 1885-88) - Kimmeridgiano

É uma unidade siliciclástica constituída predominantemente por margas, com intercalações de arenitos grosseiros e por vezes conglomerados, sendo raros os níveis calcários. Esta unidade é interpretada no sentido de P. CHOFFAT (1901), incluindo na base os “Grés” de Cabrito e as Margas de Casal da Ramada; a sua idade vai do Kimmeridgiano inferior (Zona de Platynota) à extrema base do Titoniano (Zona de Hybonotum) (MOUTERDE *et al.*, 1972; ATROPS & MARQUES, 1988). Apesar do carácter marcadamente detrítico, as faunas de amonites são frequentes.

Distribui-se pelos sectores central e sul, entre a falha de Torres Vedras-Montejunto e a da Arrábida e depositou-se em sistema progradante de rampa submarina (ELLWOOD, 1987).

A espessura da Formação de Abadia é muito variável, geralmente muito elevada, ultrapassando por vezes os 1000 m (sondagens de Sobral-1 e Benfeito-1).

Junto ao bordo este da bacia, nos sectores central e sul, particularmente em Vila Franca de Xira/Castanheira do Ribatejo (Membro da Castanheira, seg. LEINFELDER & WILSON, 1989) e na Arrábida, passando pelas sondagens do Barreiro, a Formação de Abadia é quase integralmente constituída por um sistema de leques aluviais claramente associado a escarpa de falha. Apresenta espessura da ordem de 2000 m na primeira área e cerca de 900 m na Arrábida (estudo em curso).

Os filões de Gaeiras e de Caldas da Rainha cortam esta unidade. M. WILLIS (1988) atribui datação de 140 M.a. (Kimmeridgiano) para os filões que estão orientados segundo direcção NW-SE, onde se inclui o primeiro; a idade obtida parece demasiado antiga, visto o filão intersectar unidades do Titoniano (Formação de Lourinhã = “J³⁻⁴ – Jurássico superior indiferenciado: “Grés superiores com vegetais e dinossáurios”, na Carta Geológica à escala 1/50000, folha 26-D), cujo topo, segundo B. HAQ *et al.* (1988), tem idade absoluta de 134

M.a. (¹). Idade radiométrica mais consentânea com a de outros filões datados no sector central, parece a obtida por M. FERREIRA & C. MACEDO (1987) para o filão de Gaeiras: 132 ± 2 M.a..

A base da unidade mostra em algumas áreas um nítido “onlap” sobre a Formação de Montejunto (cf. Fig. 11, *in* LEINFELDER & WILSON, 1989).

I) FORMAÇÃO DE ALCOBAÇA (CHOFFAT, 1885-88) - Kimmeridgiano

É o equivalente lateral da Formação de Abadia no sector central, desde Montejunto até a falha da Nazaré. É composta por alternância de margas mais ou menos arenosas e margas e calcários detríticos onde se localizam alguns *patch reefs* de ostras. Na região de Leiria, onde a unidade foi designada por “Complexo de Vale de Lagares” (TEIXEIRA & ZBYSZEWSKI, 1968), ela contém uma sequência de calcários e níveis lignitosos, explorados até recentemente.

Representa ambiente de sedimentação de plataforma siliciclástica-carbonatada de pequena profundidade.

J) FORMAÇÃO DE LOURINHÃ (HILL, 1988) - Titoniano

É constituída maioritariamente por unidades detríticas marinhas de pequena profundidade, mas apresenta algumas intercalações carbonatadas, que são mais frequentes na região de Torres Vedras (WITT, 1977). Segundo este autor a espessura é de 630 m, medidos no “local-tipo”, a sondagem de Ramalhal-1 (interpretação da CPP-Mobil, reinterpretada por ROCHA *et al.*, 1996 de forma diversa).

A formação é interpretada como correspondente ao Neojurássico de P. CHOFFAT (1901) (=Couches à *Lima pseudoalternicosta* + Ptérocérien + Freixialien) e em sentido mais lato do que a Formação de Lourinhã *in* R. B. ROCHA *et al.* (1996), englobando, assim, na base, as Formações de Amaral (regiões de Arrábida e Montejunto), de Mem Martins (região de Sintra) e de Abiúl (região de Alcobaça-Pombal).

A base da Formação é datada do Titoniano (Zona de Hybonotum); o topo é atribuído ao final do Titoniano.

Localiza-se nas zonas mais profundas da parte meridional do sector central (sub-bacia de Arruda) e no sector sul da bacia.

(¹) A escala cronostratigráfica, e respectiva equivalência para idades absolutas, que será utilizada daqui em diante, será a de B. Haq *et al.* (1988).

Segundo W. WITT (1977), em zonas estruturalmente deprimidas assenta em conformidade com a Formação de Abadia e, em altos estruturais, mostra contacto em “onlap” com esta formação.

Referência particular deve ser feita aqui à Formação de Amaral (=Corálico de Amaral), dada a sua importância no contexto da evolução paleogeográfica da bacia, apesar de ela não ser referenciada no Quadro I.

Esta unidade é individualizada por vários autores (CHOFFAT, 1901; RAMALHO, 1971; MOUTERDE *et al.*, 1972; ATROPS & MARQUES, 1988; LEINFELDER & WILSON, 1989) nos sectores sul e central, localizada entre as Formações de Abadia e de Alcobaça, a muro, e a da Lourinhã a tecto.

É composta por calcários, calcários dolomíticos e conglomerados com intercalações de calcários recifais. Data do Titoniano inferior, Zona de Hybonotum (ATROPS & MARQUES, 1988) e a sua espessura varia entre 30 e 80 m.

Representa sedimentação em ambiente marinho (intermareal a infralitoral) com influências de mar aberto (RAMALHO, 1971).

Na maioria dos perfis sísmicos de reflexão de que é conhecida interpretação não se encontra figurada, provavelmente porque a espessura se encontra abaixo ou no limiar da resolução proporcionada pelo método de prospecção geofísica.

L) “GRÉS” SUPERIORES (CHOFFAT, 1882) – Kimmeridgiano-Titoniano

É o equivalente lateral da Formação de Lourinhã no sector norte da bacia. É uma unidade constituída quase integralmente por arenitos, por vezes com níveis de conglomerados ou de calcários margosos. A base é diacrónica, sobrepondo-se em discordância às Formações de Cabo Mondego e de Alcobaça.

Desde 1988, a designação de Formação de Lourinhã tem vindo a ser utilizada alternativamente por vários autores (WILSON *et al.*, 1989; LEINFELDER & WILSON, 1989; BERNARDES, 1992; ROCHA *et al.*, 1996), para designar a Formação dos “Grés” Superiores, no sector central da bacia.

Esta unidade foi depositada em regime fluvial meandrizado, sobre planície aluvial/deltaica argilosa. Normalmente apresenta espessuras consideráveis, da ordem de 500 a 600 m (ROCHA *et al.*, 1981).

M) GRUPOS DE TORRES VEDRAS *s.s.* E DE CASCAIS *s.s.* (REY, 1992,1993) –
Berriasiano – Aptiano inferior

Os Grupos de Torres Vedras e de Cascais incorporam todos os sedimentos da Bacia Lusitaniana depositados durante o Cretácico inferior, com base heterócrona progressivamente mais moderna de Sul para Norte (Quadro I); apresentam, segundo W. WITT (1977), espessura mais ou menos constante, da ordem de 300 m. Segundo J. REY *in* R. B. ROCHA *et al.* (1996), as séries (aflorantes) do Cretácico inferior encontram-se apenas documentadas a Sul da falha da Nazaré, ou seja, nos sectores central e sul da bacia. J. REY (1972, 1992, 1993) separa, conforme a sua constituição:

- a Norte, o Grupo de Torres Vedras localizado aproximadamente entre os paralelos da Nazaré e de Alenquer, constituído por sedimentos siliciclásticos;

- a Sul, o Grupo de Cascais localizado entre Alenquer e a Arrábida, constituído por sedimentos detríticos e carbonatados.

Segundo J. REY (1992), este último grupo divide-se em onze formações, distribuídas entre o Berriasiano e o Albiano, que apresentam:

i) predominantemente fácies carbonatadas na região central (área de Cascais), indicando ambiente de plataforma marinha de pequena profundidade;

ii) até o Barremiano inferior, grande variabilidade de fácies, embora predominantemente detríticas, características de zonas próximas do litoral, nas áreas envolventes da Ericeira (a Norte) e Cabo Espichel (a Sul);

iii) uniformização de fácies entre as três áreas a partir do Barremiano superior.

As espessuras são algo variáveis: 430 m na área de Cascais, 350 m no Cabo Espichel e 255 m na Ericeira.

Segundo J. REY (1993), o Grupo de Torres Vedras divide-se em oito formações, embora admita que parte da unidade de base (Formação de Porto da Calada) possa ser equivalente lateral da Formação de Farta Pão do Titoniano. O ambiente dominante é o de dispositivo aluvial de canais anastomosados. A espessura total do grupo é da ordem de 200 m.

A unidade superior é a Formação de Almargem que se divide em dois membros :

- o inferior, constituído por arenitos grosseiros e conglomerados (10 m), data do Barremiano superior-Bedouliano (?Aptiano inferior);

- o superior, na região de Torres Vedras, constituído por argilas vermelhas, azuis e violáceas, com intercalações de lenticulas arenosas finas a grosseiras e de conglomerados (35 m), data do Gargasiano (?Aptiano superior).

A interpretação agora dada a estes grupos é mais restrita do que a de J. REY (1992, 1993) (Quadro I). Assim, as unidades do topo destes grupos, a partir da base do Gargasiano, são atribuídas ao “Belasiano” *s.s.*, conforme já referido por J. REY (1999, Fig. 5-6).

N) “BELASIANO” *s.s.* (CHOFFAT, 1886) – Aptiano superior-Albiano

Engloba-se nesta unidade a parte inferior do Belasiano de P. Choffat, correlacionada com o membro superior do Grupo de Torres Vedras e as formações do Rodísio e de Galé do Grupo de Cascais (REY, 1999); estas formações apresentam fácies siliciclásticas fluviais, estuarinas, costeiras ou lagunares.

O “Belasiano” *s.s.* encontra-se representado em toda a Bacia Lusitaniana, constituindo a unidade de base do Cretácico a Norte da falha da Nazaré (sector norte) e na região oriental do sector central. No sector norte, na região da Figueira da Foz, foi-lhe atribuída a designação de “Arenitos de Carrascal” (ROCHA *et al.*, 1981) que foram datados por J. PAIS & P. TRINCÃO (1983) do Aptiano superior (idade mais provável num intervalo Aptiano médio-Albiano inferior, segundo os autores).

Esta unidade assenta em discordância angular sobre todos os depósitos anteriores, do Cretácico ao Triásico e do soco do Maciço Hespérico (DINIS & TRINCÃO, 1995; REY *in* ROCHA *et al.*, 1996). A idade atribuída por J. PAIS & Y. REYRE (1980-81) ao Cretácico sobre o soco é, apesar das precauções inerentes a datações por palinórfos, notavelmente coincidente com as restantes atribuídas ao “Belasiano” *s.s.*, ou seja do Aptiano. A discordância tem expressão quer a nível de blocos basculados no interior da bacia, quer à escala cartográfica, em especial no sector norte e na parte oriental do sector central; acompanha o rejuvenescimento e erosão do soco varisco a Este e a Oeste da bacia, que produz depósitos clásticos de ambiente fluvial de alta energia (REY *in* ROCHA *et al.*, 1996).

Nalgumas sondagens da plataforma a Norte da falha da Nazaré (Ca-1, Do-1C, 13E-1, 14C-1A, 16A-1) as fácies detríticas mais ou menos grosseiras, com espessuras entre 400 e 800 m, datadas genericamente como do Cretácico inferior, ravinando diferentes unidades litológicas do Jurássico superior a inferior, parecem poder interpretar-se como “Belasiano” *s.s.*.

Na região de Lisboa-Mafra assinala-se a ocorrência de importante vulcanismo (“complexo de Mafra”) com a intrusão de rochas básicas (basaltos) em forma de *plug* com sistema complexo de filões radiais. A idade atribuída a este evento magmático é de 100 M.a. (Albiano).

Trabalhos em curso revelaram, em corte efectuado entre as praias da Foz da Fonte e do Seixalinho (a Norte do Cabo Espichel), um corpo ígneo tabular, de composição dolerítica, com espessura bastante regular de aproximadamente 8 m. Tem sido descrito como filão, associado a falha com expressão cartográfica apreciável na extremidade sudoeste da península de Setúbal. Contudo, como se pode observar na Fig. I.16, trata-se de corpo concordante com a estratificação; para além disto, a presença de orla de metamorfismo de contacto nos sedimentos sobrejacentes confirma que se trata de soleira e não, eventualmente, de escoada.

A soleira encontra-se instalada a 7 m do topo da sequência cretácica. De acordo com a descrição destas unidades [Rey, 1992, Fig. 18, 1999, Figs. 4 e 5 (mod.) e Rey *in* Rocha *et al.*, 1996] é possível atribuir esta série aos últimos metros da Formação da Cresmina (= “Grés supérieurs d’Almargem” p.p.), e datá-la do Gargasiano.

Não se conhece na literatura a datação isotópica da soleira. No entanto, é possível, com alguma segurança, ainda que de forma preliminar, datá-la. As camadas acima da soleira apresentam deformação sinsedimentar, seguramente associada à sua instalação. Com efeito, os últimos níveis aflorantes sobre a “plataforma” da praia da Foz da Fonte apresentam (Fig. I.16B):

i) disrupção dos sedimentos em estado semi-rígido, com movimentação associada a pequeno relevo provocado por flexura na frente de avanço da soleira;

ii) selagem superior de filonetes e fracturas associados à soleira, por fina camada de sedimentos (20 a 30 cm), com condensação de fauna do topo da sequência (camada C10 de PÓVOAS, 1975).

Desta forma, pode afirmar-se com alguma segurança, que a idade da soleira é do Gargasiano inferior (parte inferior do Aptiano superior, \pm 110 M.a.).

O) FORMAÇÃO DE CACÉM (DE MEIJER & WITT, 1974, *in* WITT, 1977) – Cenomaniano-Turoniano inferior

Corresponde aos calcários do Cenomaniano. Nesta idade, onde se registou o nível eustático mais elevado do Meso-Cenozóico, as influências marinhas em plataforma carbonatada estendem-se à generalidade da bacia, persistindo no entanto alguns locais onde a influência detrítica se faz notar, nomeadamente na região nordeste da bacia, dominada por planura litoral (*tidal flat*) (RIBEIRO *et al.*, 1979). A tendência regressiva evidenciada a partir do Cenomaniano superior permanece acima desta formação, em unidades confinadas a Norte da falha da Nazaré, actualmente aflorantes de forma descontínua e de difícil datação, dada a natureza dos depósitos.

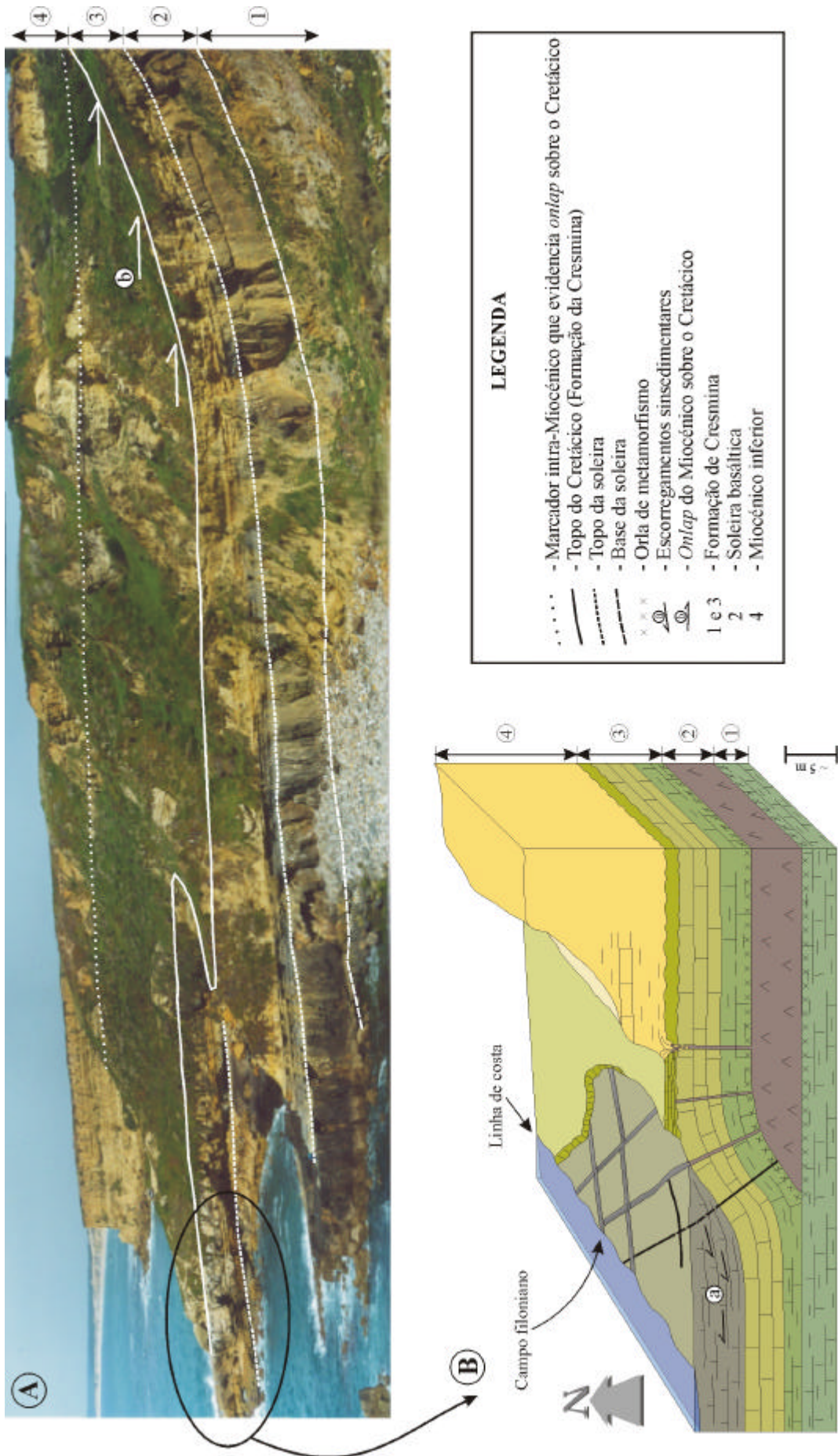


Fig. 1.16 - A) Vista geral da praia da Foz da Fonte, intercalada em unidades do Cretácico inferior. Observa-se sobreposição das unidades miocénicas em "onlap" sobre o Cretácico. B) Bloco diagrama que mostra o avanço da soleira sob sedimentos do Cretácico que, por se encontrarem semilitificados, exibem deformação sinsedimentar.

P) GRUPO DE AVEIRO (DE MEIJER, MATOS & WITT, 1976, *in* WITT, 1977) Turoniano-Senoniano

Engloba conjunto de formações localizadas nos arredores de Aveiro, sobretudo na plataforma continental. Predominam fácies detríticas areníticas, por vezes com intercalações carbonatadas, com espessura variável entre 150 e 260 m.

NOTAS SOBRE A LITOSTRATIGRAFIA DO JURÁSSICO SUPERIOR

1 – A região de Sintra

Ao longo de quase todo o Jurássico superior, a região de Sintra apresenta uma situação particular no contexto paleogeográfico da restante bacia, em especial relativamente aos sectores mais próximos: o central e o sul. Com efeito, a partir do Kimmeridgiano, as fácies e espessuras são diferentes das de outras áreas e a distribuição espacial apresenta geometria de golfo, que perdurará até ao Hauteriviano superior.

A equivalência estratigráfica com outras unidades da Bacia Lusitaniana, em especial dos sectores central e sul (Quadro III), é bastante grande, demonstrando evolução num mesmo contexto geodinâmico, excepto, em parte, no que se refere ao sector norte.

O conjunto da Formação de S. Pedro, parcialmente mascarada pelo metamorfismo de contacto com o maciço ígneo de Sintra, instalado no final do Cretácico, parece apresentar grandes semelhanças com a Formação de Montejunto.

A datação da base da Formação do Ramalhão parece correlativa, no essencial, da Formação de Abadia mais a Norte. O mesmo acontece, mas com maior segurança do ponto de vista estratigráfico, relativamente às correlativas Formações de Mem Martins/Amaral e de Farta Pão/Lourinhã s.s.

É nas fácies que se regista o maior contraste com a região de Sintra.

A Formação de Ramalhão, composta por margas e calcários margosos, intercalados com níveis de brechas carbonatadas, representa fácies de rampa de baixo ângulo e de base de rampa. Registam-se episódios de fluxos detríticos (*debris flow*) e turbidíticos que, segundo P. ELLIS (1984), poderão ter sido despoletados por sismos.

A Formação de Mem Martins é composta por calcários margosos intercalados com finas camadas de argilitos e é rica de corais. A sua posição paleogeográfica é idêntica à da formação anterior e regista-se o mesmo tipo de movimentos de massas. Para o topo da unidade, onde predominam calcários biodetríticos, domina o ambiente de rampa carbonatada progradante.

QUADRO III

Correlações litostratigráficas no Jurássico superior da Bacia Lusitaniana
(segundo R. ROCHA *et al.*, 1996)

IDADE		ÁREA DE ARRABIDA	ÁREA DE SINTRA	ÁREA DE MONTEJUNTO	ÁREA DE ALCOBAÇA	
TITONIANO	SUPERIOR	F. Lourinhã ± 350 m	F. Farta Pão ± 170 m	F. Lourinhã 400 m	F. Lourinhã 200-600 m	
	INFERIOR	F. Amaral ± 80 m	F. Mem Martins 150 m	F. Amaral 30-80 m	F. Abiúl 20-50 m	
KIMMERIDGIANO	Be	F. Abadia	F. Ramalhão	F. Abadia	F. Alcobaça	
	Eu					
	Ac					
	Di					
	Hy					
	Pt	± 400 m		800 m	150-200 m	
OXFORDIANO	Pl	F. Montejunto	± 430 m ?	F. Tojeira	F. Montejunto	
	Bm		F. S. Pedro	100-120 m		
	Bi		>90 m ?	F. Montejunto		
	Tr		?	100 m		80-100 m
	Pli		?	F. Cabaços		F. Cabaços
			200 m	40-50 m		

A Formação de Farta Pão composta, na base, por calcários maciços ricos de fauna que inclui corais e briozoários, é predominantemente composta por calcários micríticos nodulares, interstratificados com níveis de margas. Representam sedimentação em ambiente restrito, lagunar, que precede as condições de plataforma do Berriasiano.

2 – A região da Arrábida

O Jurássico superior aflora continuamente ao longo de toda a parte meridional da península de Setúbal. Mostra grande variação de fácies, desde carbonatada marinha a Oeste, a nitidamente continental a Este, passando por fácies de transição, em ambiente lagunar salobro (MANUPPELLA *et al.*, 1999).

Na região oriental, a partir da base, onde ocorrem níveis carbonatados (“Lusitaniano”), predominam conglomerados e grés intercalados de níveis argilosos.

Trabalhos em curso permitiram confirmar (SEIFERT, 1963) que o contacto com o Jurássico médio é feito através de discontinuidade materializada por conglomerados (“Brecha da Arrábida”), que correspondem ao enchimento de um carso (Pedreira do Jaspe e flanco norte da Serra de S. Luís). Em especial nesta última área, a discordância demonstra carácter fortemente ravinante, pois observa-se, à escala cartográfica, a selagem de *grabens* que afectam unidades do Jurássico inferior e médio.

É sobre estes conglomerados de base que os sedimentos com influência carbonatada se depositaram. Esta sequência tem espessura da ordem de 100 m e é mais calcária a Sul do que a Norte, onde predominam margas com algumas intercalações de calcários de fácies salobra com carófitas (comunicação pessoal de A. Soria).

Sobre estes sedimentos aparece bruscamente uma sequência rítmica arenítico-conglomerática, com intercalações de argilas vermelhas, demonstrando clara ruptura de ambiente sedimentar. A geometria e fácies dos corpos sedimentares prefiguram deposição em sistema anastomosado de leque aluviais, de clara influência continental.

Outro elemento digno de realce refere-se à variação do conteúdo dos corpos conglomeráticos na sucessão vertical que apresenta espessura total da ordem de 900 m. Os clastos presentes nos níveis inferiores são exclusivamente a predominantemente carbonatados, de diferentes naturezas, sendo possível associá-los às unidades subjacentes do Dogger, Liásico e Triásico. Em direcção ao topo da sequência, a ocorrência de clastos carbonatados diminui progressivamente, assim como a sua dimensão média, em benefício de clastos de natureza quartzosa, provenientes do soco varisco. A partir de cerca de metade da sequência a

dimensão dos clastos diminui, passando a prevalecer os níveis areníticos, por vezes grosseiros, a conglomeráticos em sistemas de canais, exclusivamente compostos de quartzo.

Por outro lado, desde a Serra de Gaiteiros, próxima da falha de Setúbal-Pinhal Novo, até a região este de Sesimbra, onde as unidades conglomeráticas desaparecem, observa-se desde um empilhamento dos conglomerados até a sua ocorrência com interrupções laterais e diminuição progressiva de espessura.

A geometria de bordo de bacia apresenta notáveis semelhanças com o modelo proposto por L. MAGNAVITA & H. SILVA (1995) (Fig. I.17), apesar de não ser evidente na Bacia Lusitaniana nem a existência de outras falhas no interior da bacia, para além da do bordo, nem o seu carácter rotacional, o que implicaria um sistema progradante em direcção ao bordo, que não se observa. O que se verifica na Arrábida, para o interior da bacia e na frente do sistema de leques aluviais, é a existência de plataforma regularmente inclinada para Oeste, com a linha de costa provavelmente não variando muito para além do meridiano de Sesimbra. Desta forma, a falha de Setúbal-Pinhal Novo, com ângulo de inclinação elevado para Oeste, terá acomodado importante movimento relativo, essencialmente vertical, entre o bloco de apoio e o bloco suspenso.

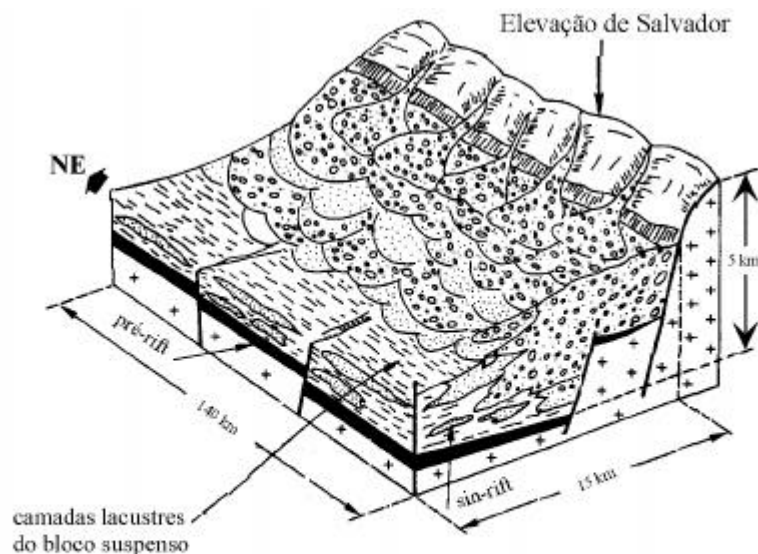


Fig. I.17 - Modelo deposicional associado a bordo de bacia, elevado por *rift shouldering* (seg. L. MAGNAVITA & H. SILVA, 1995).

Se atendermos ainda ao facto de:

i) a curva eustática global, desde a base do Oxfordiano até o topo do Kimmeridgiano (intervalo estratigráfico alargado, “de confiança”, uma vez que não são conhecidas na área datações seguras para as unidades em questão), ser relativamente constante com ligeira tendência transgressiva;

ii) a linha de costa se ter mantido relativamente constante, eventualmente com ligeiro recuo, que pode ser atribuído ao avanço do sistema de leques aluviais; pode concluir-se que:

- o principal movimento da falha de Setúbal-Pinhal Novo durante a sua (re)activação terá correspondido ao levantamento do bloco de apoio, por efeito de *rift shouldering*;

- a criação de espaço de acomodação para a deposição desta unidade de conglomerados ter-se-á efectuado através do abatimento subvertical do compartimento localizado do lado da bacia;

- a grande (re)activação da falha terá ocorrido logo após o Lusitaniano, o que em termos gerais da bacia a torna correlacionável com a base da Formação de Abadia.

O topo é ainda mais difícil de correlacionar, não sendo de excluir a possibilidade de integrar o equivalente lateral da formação de Lourinhã *s.l.* (Titoniano). Dada a ausência de conteúdo fossilífero, G. ZBYSZEWSKI *et al.* (1965) classifica a unidade dos conglomerados (por correlação geométrica dada a continuidade lateral de afloramentos até o Cabo Espichel) como do “Portlandiano e Kimmeridgiano indiferenciados”. Apesar de não existirem marcadores biostratigráficos, C. MONTENAT *et al.* (1988) atribuíram idade portlandiana ao conjunto de conglomerados

Noutros locais da Bacia Lusitaniana existem conglomerados com características idênticas, em particular no bordo da sub-bacia de Arruda (LEINFELDER & WILSON, 1989) e conhecidos nas sondagens do Barreiro; estes autores integram os conglomerados na Formação de Abadia.

A proveniência dos conglomerados é indubitavelmente de Este. Análises sedimentológicas efectuadas nos conglomerados apontam, ainda que de forma preliminar, para que os clastos de quartzo nos níveis em que se misturam com os carbonatados, tenham sofrido transporte da ordem de 15 a 25 quilómetros (trabalho em curso).

DESCONTINUIDADES NA BACIA LUSITANIANA

São a tectónica e o eustatismo os factores que condicionam as descontinuidades sedimentares. Os aspectos tectónicos gerais da bacia serão discutidos ao longo do trabalho e a curva eustática comparável, em termos de interpretação à mesma escala, é a de longo termo desenvolvida pela equipa da Exxon (HAQ *et al.*, 1988), que define ciclos de 2ª ordem, ou ciclos maiores de fácies transgressivas/regressivas (COJAN & RENARD, 1997). Estes ciclos representam intervalos entre 10 a 100 M.a, que reflectem modificações do volume das dorsais oceânicas quando ocorrem variações das taxas de expansão oceânica e, conseqüentemente, modificações das taxas de subsidência.

Estes ciclos são frequentemente limitados nos máximos regressivos (nível eustático mínimo) por discordâncias, muitas vezes angulares (*tectonically enhanced unconformity*), que materializam um episódio de levantamento crostral (*uplift*) ou de desaceleração da subsidência.

A curva eustática global é, segundo B. HAQ *et al.* (1988), desde o início do Jurássico inferior até o Cenomaniano, tendencialmente ascendente (subida do nível do mar). As principais inflexões encontram-se nos intervalos: Domeriano-Toarciano inferior, Toarciano médio-Aaleniano inferior, Bajociano superior-Batoniano superior (mostrando maior inflexão dos que os anteriores), Titoniano-Valanginiano e Barremiano inferior-Albiano inferior (com pequena inflexão).

A.F. SOARES & L. DUARTE (1995) estabelecem oito ciclos megassequenciais, limitados por nove descontinuidades (lacunas ou condensações) no ciclo Triásico-Caloviano da Bacia Lusitânica (“1st unconformity-bounded sequence” segundo WILSON *et al.*, 1989; 1º episódio de *rifting* segundo SOARES *et al.*, 1993 e ROCHA *et al.*, 1996); aqueles autores consideram:

- de origem tectónica quatro descontinuidades no intervalo Triásico-Hetangiano (D1, D1a, D2, D3b), uma na base do Toarciano (D5a) e outra no final do Caloviano (D9);

- de origem eustática, com base na curva de A. HALLAM (1988, 1992), descontinuidades no início do Hetangiano (D3a), base do Carixiano (D4), início do Toarciano (D5), topo do Aaleniano inferior (D6), base do Bajociano inferior (D7) e topo do Batoniano inferior (D8). Para as descontinuidades D4, D7 e D8, admitem alguma influência tectónica.

No Jurássico superior (“2nd unconformity-bounded sequence” segundo WILSON *et al.*, 1989; 2º episódio de *rifting* segundo SOARES *et al.*, 1993 e ROCHA *et al.*, 1996) não está referenciada qualquer descontinuidade à escala da Bacia. A sedimentação é muito diversificada, com grandes variações laterais de fácies e de espessuras, conferidas

essencialmente por compartimentação tectónica e variações eustáticas de curto termo (ciclos de 2ª e 3ª ordem), produzindo-se descontinuidades locais ou regionais de pequena escala. R. ROCHA *et al.* (1996) referem que desde o Kimmeridgiano superior até o final do Jurássico um levantamento tectónico persistente contrabalançou o eustatismo, inibindo o registo biostratigráfico conducente a boas correlações e dificultando a análise sequencial.

J. REY (1999) refere dois períodos principais de crise na evolução geodinâmica da Bacia Lusitaniana durante o Cretácico:

- A crise neocimérica, a fechar o ciclo regressivo das «fácies purbeck» do Jurássico terminal-Cretácico basal, próximo do limite Berriasiano-Valanginiano, de origem tectónica. Esta crise é marcada pelo aparecimento de conglomerados e arenitos, pela ocorrência de discordâncias angulares e de lacunas sedimentares (erosivas e de não-deposição). A única área que, simultaneamente, mostra aprofundamento, é a área carbonatada de Cascais-Sintra. Aquele autor que, em 1996 considera esta fase tectónica como menor, atribui-lhe como causa provável o movimento de rotação da Península Ibérica num período de desaceleração do *rifting* atlântico.

- A crise aptiana (topo do Aptiano inferior) marcada pela entrada de grandes influxos clásticos de alta energia e a instalação de sistema de depósitos fluviais em toda a Bacia. Este episódio, de origem tectónica, provoca emersão em toda a área do actual território continental português, com conseqüente ravinamento de depósitos anteriores; são reconhecidas também descontinuidades angulares à escala cartográfica e o bloco da Berlenga emerge, alimentando unidades na proximidade do bordo oeste da bacia.

Do anteriormente exposto conclui-se que as descontinuidades tectónicas com repercussões a nível da bacia, após o Triásico, são a da base do Carixiano, a do Toarciano inferior, a do Caloviano superior-Oxfordiano inferior, a do topo do Berriasiano e a do limite Aptiano inferior-Aptiano superior.

Alguma discussão complementar será aqui efectuada sobre estas descontinuidades, no sentido de melhor se compreenderem os mecanismos tectónicos a elas associados.

1) Base do Carixiano

Para além da do topo do 1º ciclo no final do Caloviano (seg. SOARES *et al.*, 1993), é a única descontinuidade (D4) marcada em toda a Bacia Lusitaniana (fica a ressalva para o sector sul, uma vez que são escassos os marcadores biostratigráficos). É materializada por condensações a Este e superfícies de *hardground* a Oeste (MOUTERDE *et al.*, 1972), que marcam o final de sequência de colmatção e o início de rápido aprofundamento da Bacia. R.

ROCHA *et al.* (1996) atribuem este aumento de profundidade a acentuada variação eustática, segundo as curvas de A. Hallam. A curva de B. Haq não mostra esta variação.

A. HALLAM (1988) atribui as distorções ou omissões entre estas curvas quer ao deficiente controlo biostratigráfico quer à subestimação da importância da tectónica regional por parte de B. HAQ *et al.* (1988). Na hipótese da curva de B. Haq ser aquela que melhor se adapte à Bacia Lusitaniana, no intervalo temporal em causa, então será A. Hallam quem estará a subestimar a importância da tectónica regional. Portanto, o argumento de A. Hallam relativamente à curva de B. Haq não se adapta a este caso. De qualquer forma, se se considerar a variação secular da curva eustática de 100 m entre o Cenomaniano e a actualidade, proposta por A. HALLAM (1988), a variação correspondente à inflexão da curva (*op. cit.*, Fig. 10), no início do Carixiano, não será muito superior a 10 m.

Para além de tudo, esta discussão que se está aqui a realizar enquadra-se em ciclicidade estratigráfica de ordem de grandeza entre 10^4 e 10^7 anos, ou seja, em ciclos de 3ª ordem (VAIL *et al.*, 1977b, *in* MIALL, 1990). De acordo com este último autor, apesar das tentativas integradas de conciliar informação fornecida por diferentes técnicas, no sentido de obter curvas de variação eustática fiáveis, os resultados referentes à amplitude das curvas não devem ser interpretados de maneira rígida.

Segundo S. ELMI *et al.* (1988), “em Portugal o Carixiano é formado geralmente por alternâncias margo-calcárias caracterizadas por níveis ricos de nódulos e de «grumos»”, que “entram no âmbito dos «calcários nodulosos» e das fácies «ammonítico-rosso»”. As estruturas criptalgares assinaladas “correspondem a condições de meio relativamente instáveis ... existentes em sedimentos pelágicos relativamente profundos que aparecem em momentos bem precisos da evolução geodinâmica («*rifting* inicial»)”. As fácies grumosas são consideradas como “marcadores geodinâmicos”.

Com base em emissões basálticas reconhecidas no Maciço Hespérico, de idade próxima do final do Hetangiano (*vide* Capítulo I.3.B), e a observação de taxas de subsidência elevadas no interior de “bacias estreitas e profundas” onde se desenvolveram fácies confinadas, D. MOUGENOT *et al.* (1979) assinalam um *rifting* liásico. Estas bacias correspondem, segundo a S. ELMI *et al.* (1988) a eixos de subsidência onde a sedimentação se diversifica à medida que se verifica o aprofundamento. Estas zonas de maior aprofundamento estão em ligação com aos eixos depocêntricos de *half-grabens* desenvolvidos segundo falhas submeridianas (SOARES *et al.*, 1993, Fig. 1).

A estruturação em rampa homoclinal iniciada no Sinemuriano é tectonicamente acentuada a partir desta descontinuidade, e perdurará até o final do referido 1º ciclo.

2) Toarciano inferior (limite Polymorphum-Levisoni)

No Toarciano inferior, no limite entre as Zonas de Polymorphum e de Levisoni, assinala-se outra descontinuidade que L. DUARTE (1997) considera de origem tectónica e à escala da Bacia. Os argumentos invocados prendem-se com evolução sedimentar inversa à da curva eustática, que leva ao estabelecimento, nalguns locais, de superfície erosiva, reactivação de falhas submeridianas no sector norte e reactivação do bloco da Berlenga demonstrado por influxos siliciclásticos na região de Peniche (sector central). J. C. KULLBERG *et al.* (2000) descrevem também actividade tectónica neste intervalo de tempo, na região de Sesimbra (sector sul), responsável pela génese de depósitos de carácter muito peculiar (*flat-pebble conglomerates*). A origem destes depósitos é interpretada como resultado de uma sequência de mecanismos, a saber:

- i) choques sísmicos que fragmentam leitos carbonatados litificados, interestratificados com leitos margosos semi-litificados;
- ii) escorregamento gravítico ao longo de declive, provavelmente criado por basculamento de blocos separados por falhas que definirão *half-grabens*; os escorregamentos ter-se-ão produzido em direcção ao bordo este da bacia.

3) Caloviano superior-Oxfordiano inferior

A descontinuidade D9 (SOARES *et al.*, 1993) é aquela que melhor se encontra representada em toda a Bacia Lusitaniana. Corresponde a lacuna estratigráfica que compreende as Zonas de Lamberti (topo do Caloviano) e de Mariae e de Cordatum (Oxfordiano inferior), correspondente a cerca de 3 M.a.

Neste intervalo, a curva eustática de B. Haq é francamente transgressiva, embora A. Hallam aponte regressão no topo do Caloviano. No entanto, ela não é tão acentuada quanto o aumento verificado na base do andar, responsável provavelmente pelo aprofundamento da bacia após o Batoniano, em especial no sector central (ROCHA *et al.*, 1996, Anexo 8).

Esta descontinuidade tem expressões diferentes na Bacia Lusitaniana, muitas vezes conjugadas, essencialmente das seguintes formas:

- i) discordância angular (ex: Serras de Candeeiros-Porto de Mós, plataforma de Cesareda, Montejunto, Arrábida);
- ii) erosão (superfície de ravinamento) (ex: Serra de Sicó, Serras de Candeeiros-Porto de Mós, Arrábida);
- iii) transição brusca de fácies em paraconformidade (ex: Cabo Mondego, Pedrógão, Pombal, planalto de Fátima),

sempre com hiato deposicional associado, sem indícios de níveis de condensação e de influxos clásticos.

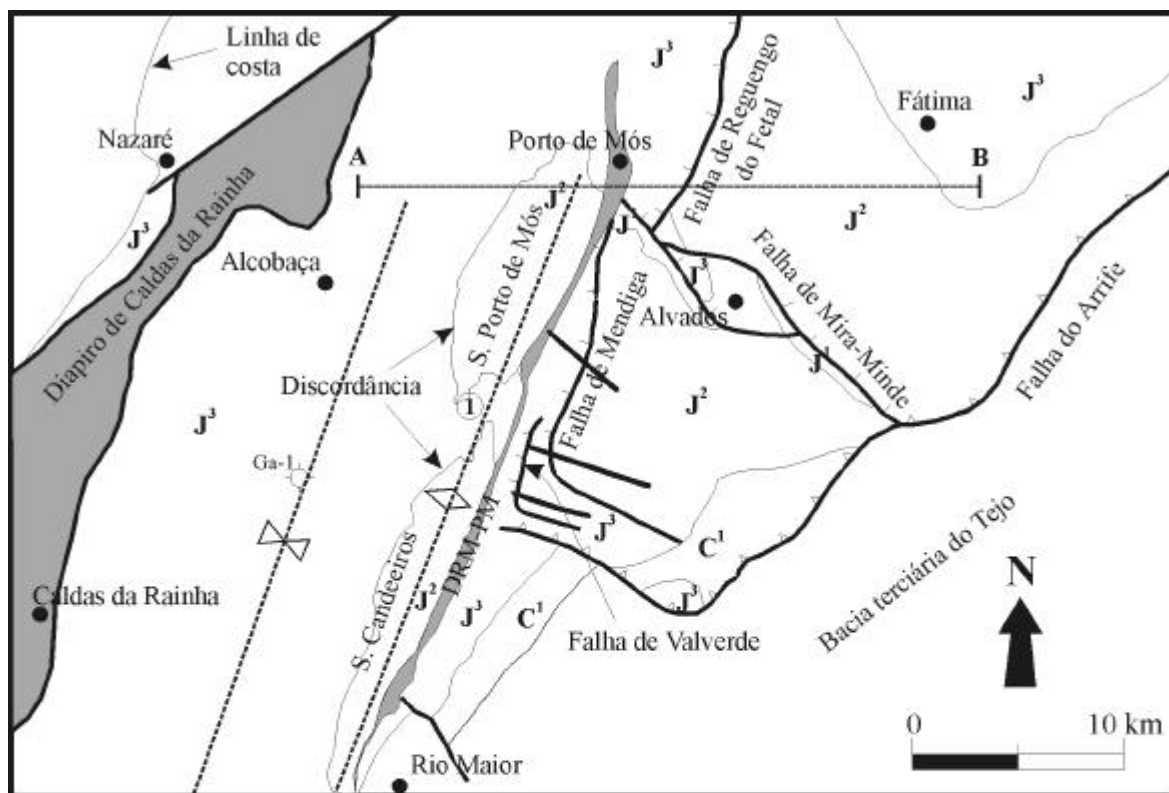
Alguns aspectos peculiares associados à descontinuidade são dignos de realce, nomeadamente a ocorrência de níveis de calhaus negros nas primeiras camadas sobre a discordância, em algumas das áreas citadas, nomeadamente na Serra de Sicó (informação oral de A. F. Soares), Pombal, Candeeiros, plataforma de Cesareda, e Arrábida (Este). R. LEINFELDER (1987), referindo-se ao desmantelamento da plataforma de Ota, durante o Kimmeridgiano, discute a origem de clastos negros que ali ocorrem. Associa-os a escurecimento a partir de plantas e algas, agentes estes que actuam sobre sedimentos não litificados; estes serão escurecidos e endurecidos por exposição subaérea. No caso dos calhaus negros da região de Ota e de outras regiões da bacia onde ocorrem, este autor refuta a hipótese de flutuação eustática para a exposição subaérea, relacionando-os com o levantamento de blocos de soco.

As fácies do Caloviano são indicadoras sistemáticas de ambiente marinho franco, e as do Oxfordiano (Formação de Cabaços) de pequena profundidade, normalmente de ambientes lacustres (salobros) a continentais (de água doce).

Na região da Arrábida observa-se, à escala do afloramento, na região de Terras do Risco, falha inversa selada afectando camadas do Caloviano (KULLBERG & KULLBERG, 2000a, *vide* Cap. II.9). A. RIBEIRO *et al.* (1996) referindo-se também a outras descontinuidades gerais da Bacia Lusitaniana consideram sugestiva a evidência de inversão tectónica nas suas proximidades.

Para além daquela evidência na proximidade da descontinuidade caloviana-oxfordiana, outra parece ressaltar na região das Serras de Candeeiros e Porto de Mós (trabalhos em curso) (Fig. I.18). Nas folhas 26-B, 26-D e 27-A da carta geológica de Portugal à escala 1/50000 observa-se nítida discordância entre o Jurássico superior e o Jurássico médio.

Segundo C. RUGET *et al.* (1988), nalguns locais desta região é observável discordância angular de cerca de 15° entre as unidades inferiores e superiores. A unidade de base do Jurássico superior (Formação de Cabaços), quando existe, não ultrapassa 40 m de espessura, sendo muitas vezes o contacto feito directamente com os calcários marinhos da Formação de Montejunto a tecto; a muro, aquela formação assenta sobre diferentes unidades do Jurássico médio (Caloviano e Batoniano).



- C¹ - Cretácico inferior
 J³ - Jurássico superior
 J² - Jurássico médio
 J¹ - Jurássico inferior
 Ga-1 - Sondagem Gaiteiros 1
 DRM-PM - Diapiro de Rio Maior-Porto de Mós
 A-B - Localização aproximada dos perfis esquemáticos da figura I.20.
- Cavalgamento (inversão terciária)
 - Falha normal
 - Anticlinal de Candeeiros-Porto de Mós
 - Sinclinal de A-dos-Francos
 - Filão básico

Fig. I.18 - Mapa esquemático da região de Candeeiros-Porto de Mós-Planalto de Fátima. 1) Localização da fotografia da Fig. I.19. Para descrições ver texto (mod. RIBEIRO *et al.*, 1996).

Segundo G. ZBYSZEWSKI & F. ALMEIDA (1960) “as Camadas de Montejunto assentam, em discordância, directamente sobre as calcários oolíticos do Dogger ... no extremo NE da folha 27-D (?), onde aparecem, na base do Lusitaniano, níveis margosos, escuros, com fauna salobra (*Planorbis* sp., *Paludina* sp., *Cyrena* sp., etc.), formações conglomeráticas, níveis ferruginosos e, em certos casos (na folha 26-B), formações pseudo-bauxíticas indicando um período de emersão em regime sub-tropical”; esta fauna, indicadora de ambiente de água doce, é atribuída à Formação de Cabaços. C. RUGET-PERROT (1961) recolheu idêntica associação (a que se juntam oogónios de Carófitas) na base de um canhão cársico, com cerca de 50 m de largura e 20 a 30 de profundidade, afectando os calcários do Dogger, a NW de Cabeço Gordo (sector norte da Serra de Candeeiros) (Fig. I.19).



Fig. I.19 - Vista de canhão de idade Caloviano-Oxfordiano inf., afectando unidades do Caloviano médio no Cabeço Gordo (Norte de Serra de Candeeiros). Fotografia gentilmente cedida por R. B. Rocha.

Em sondagem efectuada em 1958 pela CPP (Mendiga S3), entre a falha de Mendiga e a falha de Rio Maior-Porto de Mós, foram perfurados 60 m de conglomerado de calhaus carbonatados na base, e argilas e margas lignitosas no topo (SEIFERT, 1958). Ao descrever a base desta unidade, encontrada noutros locais à superfície (NW de Cabeço Gordo), o autor refere grandes semelhanças com aquele que aflora na Arrábida (Outão, Serra de S. Luís e Ribeira do Cavalo).

Apesar de a Formação de Cabaços não ocorrer em afloramento na área da folha 26-D, G. ZBYSZEWSKI & F. ALMEIDA (1960) referem a sua existência “indicada pela prospecção geofísica, no fosso sinclinal a oeste da Serra dos Candeeiros (sinclinal de A-dos Francos)”. A sondagem de Gaiteiros-1 mostra continuidade de fácies desde a Formação de Candeeiros até a Formação de Montejunto, sem que haja grande precisão nas idades. Interpreta-se como correspondendo a depressão estrutural onde, embora não existindo elementos sobre eventual

hiato, mas havendo elementos seguros sobre a continuidade das fácies, o ambiente sedimentar marinho não sofreu modificação.

Por outro lado, a Este da falha do Reguengo do Fetal, no Planalto de Fátima, a série da base do Jurássico superior toma aspectos distintos. A série salobra (RUGET-PERROT, 1961; ZBYSZEWSKI *et al.*, 1974) equivalente às “Camadas de Valverde” de P. Choffat (MOUTERDE *et al.*, in RIBEIRO *et al.*, 1979; ROCHA *et al.*, 1996) na região de Fátima é caracterizada por depósitos extremamente irregulares de carácter lacustre que “se instalaram em pontos baixos da topografia, ligados à emersão pós-caloviana” (RUGET-PERROT, 1961). Estes sucedem-se a camadas francamente marinhas do Caloviano superior e são compostos por margas ricas de *Paludina* sp., *Planorbis* sp. e alguns pequenos gastrópodes, que vão, para o topo, adquirindo alguma influência marinha. Esta série tem 200 m de espessura. Não se encontrou qualquer referência sobre carsificação na base da unidade.

Tal como havia já sido referido por A. RIBEIRO *et al.* (1996), em relação a afloramento na região da Arrábida, na região de Candeeiros-Porto de Mós-Fátima todas as evidências apontam para inversão transitória precoce (*early transient inversion*) responsável pela descontinuidade Caloviano-Oxfordiano. Na figura I.20 propõe-se modelo de evolução local, segundo as seguintes etapas:

- 1) Tendência para aumento de profundidade da bacia durante o Caloviano, acompanhando distensão e subida do nível eustático (estádio 1).

- 2) Compressão que provoca inversão da falha de Reguengo do Fetal-Mendiga. Interpreta-se o hiato sedimentar do Caloviano superior-Oxfordiano inferior, à escala da bacia, como estando associado a *uplift* crustal. Eventualmente, em pontos deprimidos da bacia, como pode ter sido o caso do sinclinal de A-dos-Francos (ver também Fig. I.18), não se exclui a possibilidade de ter havido continuidade na sedimentação (estádio 2).

- 3) Início de subsidência, no final do Oxfordiano inferior, provavelmente devida a relaxamento pós-tectónico; não parece necessário invocar distensão, e conseqüente reactivação normal da falha de Reguengo do Fetal-Mendiga, durante o intervalo correspondente à Formação de Cabaços (estádio 3).

- 4) A Formação de Montejunto ter-se-á depositado, pelo menos na região, sob condições distensivas, uma vez que, a Sul do perfil esquemático da Fig. I.20, na região de Mendiga, e a Oeste da referida falha, foram perfurados mais de 500 m desta unidade (sondagem Mendiga S3), sendo mesmo citada espessura de 1000 m (SEIFERT, 1958).

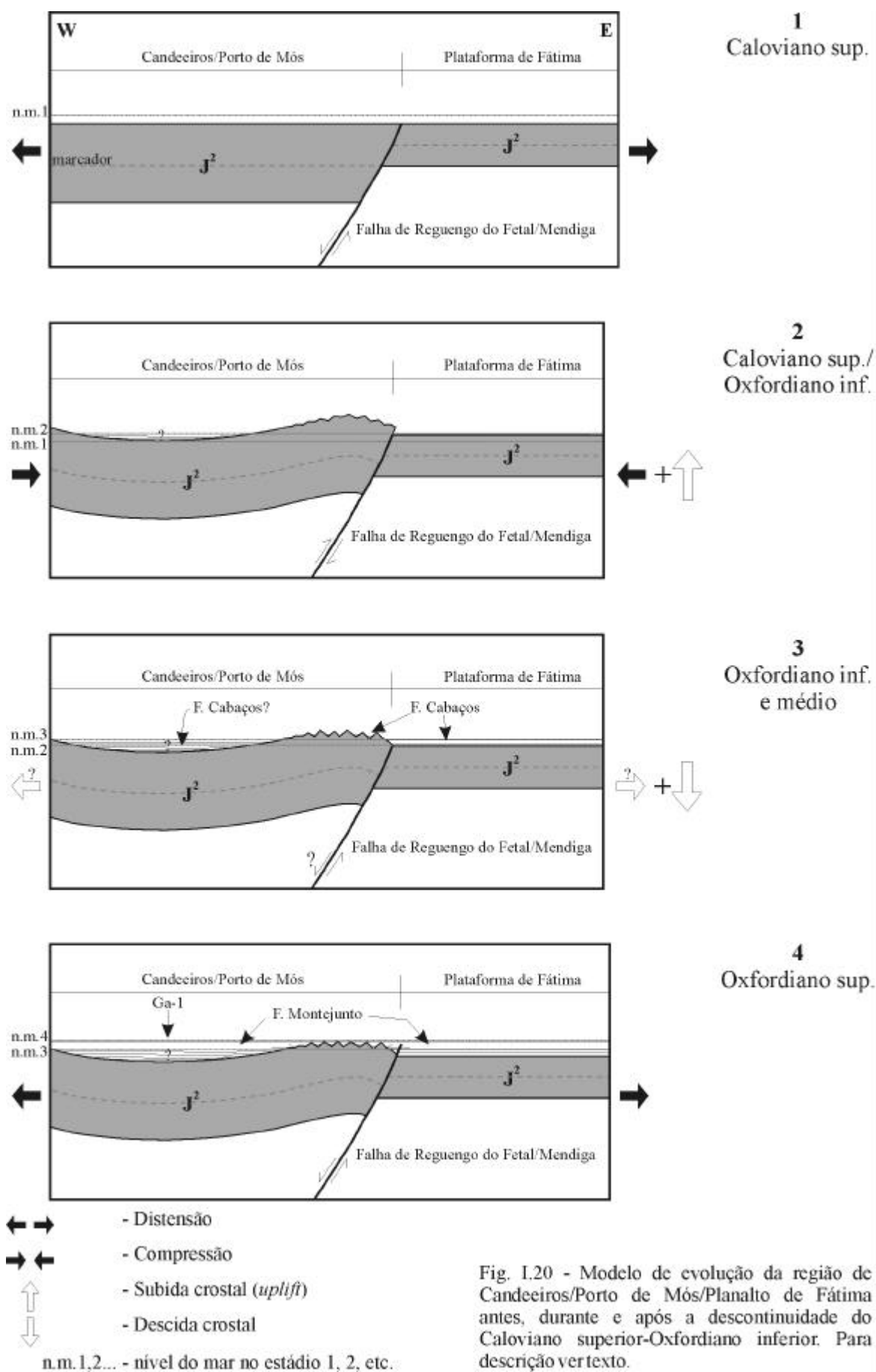


Fig. I.20 - Modelo de evolução da região de Candeeiros/Porto de Mós/Planalto de Fátima antes, durante e após a descontinuidade do Caloviano superior-Oxfordiano inferior. Para descrição ver texto.

4) Topo do Berriasiano (crise neocimérica)

Após a colmatação da Bacia Lusitaniana pelos sedimentos fluviais com episódicas influências marinhas, do final do Titoniano (Formação de Lourinhã) e início do Berriasiano, que marcam ciclo regressivo, J. REY (1999) assinala a ocorrência de evento tectónico na proximidade do limite Berriasiano-Valanginiano (WILSON *et al.*, 1996, atribuem a mesma idade à descontinuidade).

Este evento é evidenciado, segundo o mesmo autor, por:

- 1) aprofundamento da área de sedimentação carbonatada de Cascais-Sintra;
- 2) ocorrência brusca de conglomerados e arenitos no bordo da plataforma marinha;
- 3) discordâncias angulares das unidades detríticas valanginianas sobre as precedentes, nomeadamente nas regiões de Cercal (Fig. I.21) e de Torres Vedras;
- 4) hiatos de erosão ou não sedimentação nas margens ocidental e oriental da bacia.

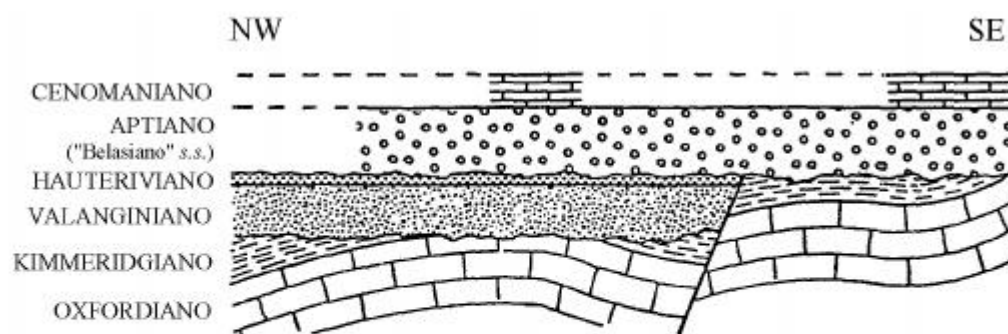


Fig. I.21 - Relações geométricas entre diferentes unidades do Jurássico e do Cretácico, em afloramento na região de Cercal (REY, 1999). De notar: i) discordância do Valanginiano que afecta o Jurássico superior dobrado; ii) discordância da base do "Belasiano" s.s. que sela falha normal de idade Cretácico inferior. Original sem escala.

Aquele autor, citando J. MALOD (1989) e R. HISCOTT *et al.* (1990), afirma que este evento representa provavelmente repercussão local da rotação da Península Ibérica, entre uma fase de *rifting* insipiente correspondente à deslocação da Europa, que termina no Berriasiano, e uma fase de aceleração, no Golfo da Gasconha, no início do Valanginiano.

Por outro lado, E. RASMUSSEN *et al.* (1998) consideram que esta descontinuidade, de idade Jurássico superior-Cretácico inferior tem carácter regional e afecta a totalidade da Bacia Lusitaniana. Esta posição baseia-se na interpretação de perfis sísmicos (L2, e aspectos idênticos observáveis nos perfis LP-1 e L-1; *vide* subcapítulo I.5), onde referem a existência de *half-grabens* basculados e a deposição de conglomerados imediatamente acima da descontinuidade, a que sucede uma cunha clástica progradante. Ora:

i) Os perfis sísmicos que sustentam a argumentação de E. RASMUSSEN *et al.* (*op. cit.*) localizam-se todos a Norte da falha da Nazaré.

ii) O horizonte de base da discordância é designado por “near top Jurassic” e o do topo da unidade sobrejacente por “near top Early Cretaceous”.

iii) Todas as sondagens contidas nesses perfis (13C-1, 13E-1, 16A-1, Ca-1, Do-1, Mo-1) apresentam, segundo os respectivos relatórios, extrema indefinição quanto à idade das formações cretácicas (cf. ROCHA *et al.*, 1996). Os únicos marcadores litostratigráficos fiáveis são a Formação de Cacém (calcários do Cenomaniano) a tecto, e as unidades jurássicas (várias) a muro. As descrições, sempre em unidades detríticas, normalmente sem fósseis, com indicação de clastos quartzíticos quando atravessam conglomerados, são genericamente referidas como “Cretácico inferior”, “Cretácico inferior indiferenciado” ou “pré-Albiano-Cretácico inferior”.

iv) Em todos aqueles perfis o bloco da Berlenga encontra-se integralmente recoberto por formações jurássicas.

v) Em afloramento à superfície, a Sul da falha da Nazaré, não são conhecidos acarreios detríticos provenientes de Oeste (segundo CHOFFAT, RAMALHO & REY *in* RIBEIRO *et al.*, 1979; ROCHA *et al.*, 1996; REY, 1999) para a idade em causa; os únicos conhecidos, provenientes daquele azimute são os correspondentes ao “Belasiano” *s.s.*

vi) Como foi atrás referido, a Norte da falha da Nazaré (e já desde o paralelo aproximado de Torres Vedras) o Cretácico mais antigo aflorante é o “Belasiano” *s.s.* do Aptiano inferior/superior.

Assim, podemos concluir que:

1) as unidades cretácicas mais antigas representadas nos perfis que suportaram a interpretação de E. RASMUSSEN *et al.* (1998) é o “Belasiano” *s.s.*, à parte a possibilidade de existirem as designadas “fácies purbeck”, mas que são contínuas relativamente ao topo do Jurássico, pelo que foram consideradas no mesmo “pacote” sísmico;

2) o horizonte sísmico designado por S. LOMHOLT *et al.* (1996) e E. RASMUSSEN *et al.* (1998) como “near top Jurassic” tem idade Aptiano inferior/superior, pelo menos a Norte da falha da Nazaré;

3) o material detrítico descrito nas sondagens (normalmente arenítico, por vezes com intercalações lignitosas e raramente conglomerático) deverá ter origem no Maciço Hespérico; apenas durante o Aptiano inferior/superior, a Sul da falha da Nazaré (num mínimo de 50 km) o bloco da Berlenga terá sido fonte, com soco exposto, de material detrítico;

4) os argumentos invocados para importante episódio de *rifting* no limite Berriasiano-Valanginiano são infundados;

5) o evento tectónico responsável pela descontinuidade parece ser de menor importância (ROCHA *et al.*, 1996); com efeito, pequenas e locais mudanças de ambiente se verificaram na transição do “Purbeckiano” para o Berriasiano superior-Valanginiano como se pode verificar no Quadro IV. Influência regressiva global é muito provável e alguma reactivação tectónica é admissível, nomeadamente no contexto de reorganização da Placa Ibérica aquando da abertura do Golfo de Gasconha, ou seja, desenquadrada da evolução da fachada atlântica ibérica.

QUADRO IV
Correlações litostratigráficas no Cretáceo inferior da Bacia Lusitaniana

IDADE	TORRES VEDRAS		ERICEIRA	CASCAIS-SINTRA	CABO ESPICHEL
ALBIANO	BELASIANO	GRUPO CACÉM	GALÉ	GALÉ	m. Ponta da Galé
				GALÉ	m. Água Doce
			?		
GARGASIANO			RODÍSIO	RODÍSIO	
BEDOULIANO	ALMARGEM	GRUPO DE CASCAIS	CRESMINA	m. Praia Lagoa	m. Praia da Lagoa
			CRESMINA	m. Ponta Alta	m. Ponta Alta
			CRESMINA	m. Cobre	m. Cobre
			REGATÃO	REGATÃO	REGATÃO
BARREMIANO	GRUPO DE TORRES-VEDRAS	GRUPO DE CASCAIS	RIBEIRA DE ILHAS	GUINCHO	BOCA DO CHAPIM
			?		
			FONTE GRADA	RIBAMAR	AREIA DO MASTRO
			PRAIA DOS COXOS	CABO RASO	LADEIRAS
HAUTERIVIANO	GRUPO DE TORRES-VEDRAS	GRUPO DE CASCAIS	SANTA SUSANA	MACEIRA	m. Lagosteiros
			LUGAR D'ALÉM	SANTA SUSANA	MACEIRA
				SANTA SUSANA	
VALANGINIANO BERRIASIANO SUP.	GRUPO DE TORRES-VEDRAS	GRUPO DE CASCAIS	SÃO LOURENÇO	GUÍLA	GUÍLA
			SÃO LOURENÇO	SÃO LOURENÇO	VALE DE LOBOS
			VALE DE LOBOS	SERRADÃO	VALE DE LOBOS
"PURBECKIANO"	SERREIRA		PORTO DA CALADA	FARTA PÃO	PORTO DA CALADA

Unidades litostratigráficas do Cretáceo inferior na Bacia Lusitaniana. 1: formações carbonatadas; 2: formações mistas; 3: formações siliciclásticas litorais e lagunares; 4: formações siliciclásticas fluviais e de estuário; 5: descontinuidade (J. REY, 1999).

R. WILSON *et al.* (1989) apesar de considerarem a sequência sobrejacente à descontinuidade como associada a episódio de *rifting*, consideram-na de menor dimensão, porque, para além de não produzir modificações na sequência sedimentar anterior, também apresenta pequena espessura na plataforma (200 a 300 m). Esta mesma sequência, até à descontinuidade principal subsequente apresenta, na Bacia Interior da Galiza, cerca de 4100 m de espessura (sondagens JOIDES e ODP; SIBUET & RYAN, 1979; BOILLOT *et al.*, 1987; MURILLAS *et al.*, 1990). Uma vez que as espessuras referidas por R. Wilson, para o sector a Norte da falha da Nazaré, se baseiam nas sondagens usadas por E. RASMUSSEN *et al.* (1998), as mesmas objecções referentes à “base”(?) do Cretácico tornam a colocar-se.

P. TERRINHA *et al.* (1998) invocam compressão próxima da base do Cretácico para explicar estrutura associada à falha de Valverde, localizada a Este da Serra de Candeeiros (Fig. I.18), sem lhe atribuir causa provável. Esta falha, paralela à de Mendiga, separa a Formação de Montejunto a Oeste, da de Candeeiros a Este; terá sido uma falha extensional durante a distensão jurássica, mas encontra-se reactivada como falha inversa. É intersectada, perpendicularmente, por filão básico de idade Cretácico inferior, que não se encontra rejeitado pela falha inversa verticalizada. A interpretação dos autores é que a falha rejogou como inversa antes da instalação do referido filão. Se a falha fosse posterior ao filão, por exemplo relacionada com a inversão miocénica, seria extremamente improvável que o filão não apresentasse deslocamento cartográfico; mais ainda, sendo a direcção da compressão alpina bastante oblíqua à falha, ela teria de apresentar componente horizontal de movimento, deslocando o filão (provavelmente com componente de desligamento esquerdo).

Assim, o filão, poder-se-á ter instalado em fractura de tracção (“megafenda” de tracção) perpendicular à direcção de compressão. Se bem que as estruturas sejam inquestionáveis e o mecanismo proposto bastante provável, fica por saber, com rigor, a idade do referido filão. Tudo aponta para que tenha aproximadamente 130 M.a. (ver discussão no subcapítulo I.4). As estruturas aparentemente compressivas existentes sob a descontinuidade em discussão na Fig. I.21 parecem corroborar esta hipótese. Fenómeno recorrente relativamente ao proposto para a descontinuidade do Caloviano superior-Oxfordiano inferior não será de excluir.

5) Aptiano inferior-Aptiano superior (crise aptiana)

Ao contrário da descontinuidade anterior, a “crise aptiana” tem repercussões à escala de toda a Bacia Lusitaniana. Mesmo na região de Cascais-Sintra, onde, pelo menos desde o Jurássico superior (uma vez que não existem registos à superfície, nem em sondagens, de

unidades mais antigas) as fácies indicam sempre a maior profundidade na bacia, o mecanismo responsável pela ocorrência da discordância foi suficientemente importante para deixar marcas no registo sedimentar. No Quadro IV esta alteração brusca encontra-se bem marcada no início do Gargasiano (Aptiano superior).

A subida progressiva do nível eustático que se inicia no Aptiano inferior, após uma regressão máxima no Barremiano (REY, 1999), é bruscamente contrariada pelo súbito influxo de materiais clásticos de alta energia, provenientes do Maciço Hespérico, a Este, e do bloco da Berlenga, a Oeste. As evidências de acarreios provenientes de Oeste encontram-se somente a Sul do paralelo de Torres Vedras. Estes materiais, transportados em sistema fluvial anastomosado, provocam grandes truncaturas erosivas nas unidades subjacentes, aumentando do centro para a periferia da bacia, e nunca chegando, a Norte da falha da Nazaré, a atingir o soco no bloco da Berlenga.

Nos três sectores da bacia, as unidades acima da descontinuidade têm espessura relativamente constante e pequena, com cerca de 200 a 300 m. A Norte da falha de Nazaré, no continente, esta espessura inclui as unidades do Cretácico superior.

Nas sondagens realizadas na plataforma, a Norte desta falha, a espessura das unidades é pouco superior (400 a 500 m) nas sondagens mais meridionais (13C-1, 13E-1, 14C-1A, 16A-1) e aumenta progressivamente para Norte, até 800 a 1000 m (Faneca-1, Dourada-1, Carapau-1, 5A-1, Cavala-4, Lima-1, Lula-1); as quatro últimas sondagens consideram-se como pertencentes à designada Bacia do Porto. Espessura semelhante é referida por J. MURILLAS *et al.* (1990) na Bacia Interior da Galiza (800 m).

Reservas quanto à datação do Cretácico, nomeadamente nas sondagens não referidas na discussão da descontinuidade anterior (13C-1, 13E-1, 16A-1, Ca-1, Do-1, Mo-1) têm de ser aqui colocadas. Não se exclui a possibilidade da parte inferior do Cretácico ser ante-Aptiano, o que dificulta interpretações sobre alguns acontecimentos após a discordância Aptiano inferior-Aptiano superior.

Apesar disto, pode afirmar-se com segurança que corresponde a uma *breakup unconformity* associada ao início da expansão oceânica no Atlântico Norte, a Oeste do *horst* da Berlenga, e conseqüente separação entre a margem ibérica e os Grandes Bancos (SULLIVAN, 1983; HISCOTT *et al.*, 1990).

De forma semelhante, J. DINIS & P. TRINCÃO (1995) consideram a discordância como resultante da intumescência térmica e subida isostática da crosta devidas ao último episódio de *rifting* na Bacia Lusitaniana. A sequência sedimentar seguinte, o “Belasiano” *s.s.*, corresponderá a cortejo de pós-rift (*post-rift system tracts*).

Referindo-se à crise aptiana, J. REY (1999) considera-a coeva da anomalia M0 (112 M.a., Aptiano inferior na escala de HAQ *et al.*, 1988) e relaciona-a com o mesmo evento geodinâmico que terá provocado levantamentos da crosta, ajustamentos isostáticos e erosão nas áreas vizinhas do *rift* abortado (MALOD, 1989; HISCOTT *et al.*, 1990).

Quanto à idade do início da expansão oceânica, R. WHITMARSH & P. MILES (1995) apontam idade mais antiga no Sul da Planície Abissal Ibérica, no início da anomalia M3 (116,5 M.a., base do Barremiano, na mesma escala).

Após separação crostral, as recém-formadas margens continentais passivas (oeste ibérica e da Terra Nova) sofrem subsidência controlada por detumescência térmica e amplificada pela carga de sedimentos, normalmente espessos, que ocupam o espaço criado (ZIEGLER, 1990).

Tal não ocorreu na Bacia Lusitaniana, em particular a Sul da falha de Nazaré. Sabe-se, no entanto, que a subsidência provocada pelo arrefecimento e contracção litosférica é dependente da magnitude da anomalia térmica induzida durante a fase de separação crostral; quanto mais superficial se encontrar o limite litosfera-astenosfera numa bacia de *rift*, maior será a subsidência térmica pós-ruptura.

Poder-se-á considerar, então, que a anomalia térmica sob a Bacia Lusitaniana era relativamente pequena. Mesmo assim, este facto por si só não justifica que, para além de não haver subsidência aquando da passagem a margem passiva, e em contexto eustático global transgressivo, tenha havido subida da margem, em particular a Sul da falha da Nazaré.

I.4 – Magmatismo

A actividade magmática mesozóica encontra-se bem registada na Bacia Lusitaniana e numa faixa limítrofe do Maciço Hespérico. Inicialmente foi dividida em quatro ciclos (FERREIRA & MACEDO, 1979), mas mais recentemente tem sido aceite a sua separação em apenas três ciclos (FERREIRA & MACEDO, 1983; MARTINS, 1991).

1º Ciclo – Ciclo toleítico associado ao primeiro episódio de *rifting* na margem oeste ibérica, que representa actividade basáltica. O episódio distensivo terá favorecido a aceleração da ascensão mantélica, permitindo a produção de significativa percentagem de fusão parcial (MARTINS, 1991).

Esta actividade terá sido importante entre os 230 e 200 M.a., mais provavelmente aos 215±5 M.a. (GOMES, 1996), ou seja no Triásico superior, como indicam datações radiométricas (K/Ar) recentes de filões localizados nas Beiras (Quadro V). No entanto, atendendo às componentes de magnetização, C. GOMES (1996) sugere a possibilidade dos filões das Beiras se integrarem em duas sequências de polaridades contrárias, com idades de 215±4 M.a. e 205±4 M.a..

Actividade magmática mais moderna tem sido, ultimamente, também integrada neste ciclo toleítico. Refere-se sobretudo a ocorrências no Algarve, Bordeira, Santiago de Cacém e na falha/filão da Messejana. A idade radiométrica mais recente, obtida pelo método de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, por A. M. DUNN *et al.* (1998) para o filão da Messejana é de 203±2 M.a. (intra-Hetangiano, na escala cronostratigráfica de HAQ *et al.*, 1988). Esta idade é muito próxima da determinada para escoadas basálticas de Castro Marim (Algarve) obtida por M. FERREIRA & C. MACEDO (1977), que corresponde ao mesmo episódio magmático.

Estas escoadas, acompanhadas por tufos piroclásticos encontram-se intercaladas no Complexo margo-carbonatado de Silves (ROCHA, 1976), cuja base é equivalente do limite Triásico-Liásico de C. PALAIN (1975) com idade cronométrica de 210 M.a. e o topo idade de 201 M.a. (na escala atrás referida).

No interior da Bacia Lusitaniana, o único afloramento que marca este ciclo localiza-se na extremidade meridional, em Sesimbra. No topo da unidade evaporítica, aflora um Complexo vulcano sedimentar, imediatamente subjacente aos dolomitos do Sinemuriano (MANUPPELLA, 1994). É possível que parte do topo desta unidade se encontre tectonicamente laminado devido à instalação do diapiro; de qualquer forma, o episódio tem também idade claramente hetangiana (210 a 201 M.a.). Dada a natureza do complexo, a sua singularidade na bacia e posição geográfica, coloca-se a hipótese de se tratar de registo longínquo (mais de 100 km) de intensa actividade vulcânica na falha da Messejana e, eventualmente, a Sul dela.

Parece assim poder-se definir um intervalo de maior actividade deste ciclo, entre os 215±5 M.a. e aproximadamente 200 M.a. que abrange, no seu intervalo máximo, o tempo de deposição dos “Grés de Silves”, *sensu* C. PALAIN (1975).

Segundo A. SEBAI *et al.* (1991), os primeiros episódios de abertura do *rift* do Atlântico central foram marcados por evento magmático importante, embora curto no tempo, entre 206 e 195 M.a.. Este evento magmático efusivo e intrusivo de fácies toleítica afectou um corredor com cerca de 2500 km de comprimento e 500 a 1000 km de largura na margem oeste africana,

QUADRO V

Magmatismo na Bacia Lusitaniana

Identificação	Localização	Composição	Forma ocorrência	Direção	Idade (M.a.)	Ciclo	Referência
Menota	Guarda (MH)	Basalto	Filão	NNE-SSW	226±2	1º	(1)
Lamegal	S Pinhel (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	216±6	1º	(2)
Salgueiral	S Pinhel (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	215±4	1º	(2)
Cótimos	NE Trancoso (MH)	R. Básica	Filão	N-S	206±4	1º	(2)
Bizarri	N Pinhel (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	206±4	1º	(2)
Zabro	N Trancoso (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	204±6	1º	(2)
Pinhel	Pinhel (MH)	Lamprófito	Filão	NNE-SSW	204±4	1º	(1)
Codiceira	S Diapiro Leiria (BL)	Dolerito olivínico	Filão	E-W	165±3 (m.to alterado)	2º	(3)
Soure	Diapiro de Soure (BL)	Dolerito	"Criptodoma"	-	160±3 (m.to alterado)	2º	(3)
Vermoil	E Pombal (BL)	Dolerito olivínico	Filão	NNE-SSW	144±2	2º	(3)
S. Bartolomeu	Diapiro Caldas da Rainha (BL)	Gabro	-	-	141±3	2º	(3)
Serra Todo o Mundo	Montejunto / Candeeiros (BL)	Dolerito olivínico	-	-	135±3	2º	(3)
Akobernas	E Diapiro de R.M.-P-Mós (BL)	Dolerito olivínico	-	-	133±3	2º	(3)
Gaetas	E diapiro C. Rainha (BL)	Dolerito olivínico	Filão	WNW-ESE	132±2	2º	(4)
Esteancios	Diapiro M.e. Real (BL)	Dolerito	"Criptodoma"	-	130±3	2º	(3)
Vila Verde dos Francos	Montejunto (BL)	-	-	-	-	2º	(5)
Mação de Sintra	Serra de Sintra (BL)	Diversa (granito)	Batólito	E-W (aprox.)	80,5±1	3º	(1)
Comp. Vulc. Lisboa	Região de Lisboa (BL)	Basalto	Escocadas	-	72,6±3,1	3º	(6)
Ribeira de Iltas	N Ericeira (BL)	Dolerito ?	Chaminé	-	Comp. Maíra (±100??)	3º	(5)
Paposa	N de Peniche (BL)	Brecha vulcânica	Chaminé	NE-SW	Pós-Cenom. (<92)*	3º	(5)
Fonte da Beça	E diapiro de R.M.-P-Mós (BL)	Teschenito	-	-	-	3º	(3)
Comp. Bas. Ruma	Ruma - Torres Vedras (BL)	Basalto	Escocadas	-	equiv. CVL	3º	(5)
Guincho	N Cascais (BL)	Basalto	Chaminé	-	-	3º	(5)
Sesimbra	Diapiro Sesimbra (BL)	Teschenito	Filão	-	-	3º	(5)
Pinhal Real	Diapiro S. P. Muel (BL)	Gabro	-	-	-	3º	(3)
Montijos	Diapiro M.e. Real (BL)	Dolerito	"Criptodoma"	-	-	3º	(3)
Aqueidão da Serra	E diapiro R.M.-P-Mós (BL)	Dolerito olivínico	-	NNE-SSW	-	3º	(3)
Monte Redondo	diapiro M.e. Real (BL)	Dolerito	"Criptodoma"	-	-	3º	(3)
Obidos	Diapiro Caldas da Rainha (BL)	Episenito	-	-	-	3º	(3)
Roliça	Diapiro Caldas da Rainha (BL)	Dolerito angrítico	-	-	-	3º	(3)
Foz da Fonte	N Cabo Espichel (BL)	Dolerito	Solera	-	Intra-Aptiano (±110)**?	2º?	(3)

* datação por correlação estratigráfica (P. Choffat, 1888-92)

** datação por correlação estratigráfica (este trabalho)

(MH) – ocorrências registadas no Maciço Hespérico; (BL) – ocorrências registadas na área geográfica da Bacia Lusitaniana

(1) Ferreira & Macedo (1977); (2) C. Gomes (1996); (3) Ferreira & Macedo (1983); (4) Ferreira & Macedo (1987); (5) A. Barros (1975); (6) Macintyre & Berger (1982).

desde Marrocos até a Serra Leoa (MARCOUX *et al.*, 1993), cuja continuidade para Norte é coincidente, em direcção e alinhamento, com a falha/filão da Messejana (Fig. I.22). Aquele corredor corresponde à zona de fractura do *rift* do Atlântico central, limitado a Norte pela zona de falha da Terra Nova-Açores-Gibraltar. Esta zona (cisalhamento esquerdo no ramo Açores-Gibraltar, durante o Mesozóico) vai funcionar como barreira tectónica; inicialmente, a partir do Triásico, entre um domínio de acelerada distensão no Atlântico central e de distensão mais reduzida no Atlântico norte, posteriormente, a partir do Jurássico médio, entre área oceanizada do Atlântico central e área continental estirada do Atlântico norte.

A direcção predominante NNE-SSW e a disposição *en échelon* dos filões da Beira Interior (FERREIRA & MACEDO, 1977) é compatível com o campo de tensões distensivo NE-SW determinado a partir de falhas de idade Triásico superior na região de Alvaiázere-Penela (*vide* Fig. I.5). Por outro lado, há que realçar o facto de, na falha da Nazaré, não se encontrarem vestígios de magmatismo, pelo menos do 1º ciclo magmático.

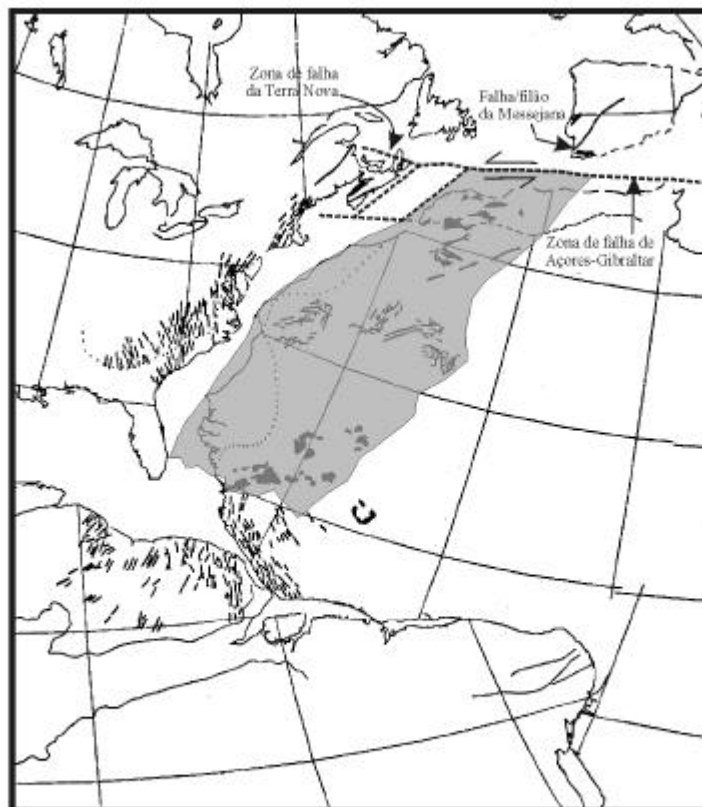


Fig. I.22 - Províncias magmáticas relacionadas com a abertura do Atlântico central, no intervalo 206 a 195 M.a.. A sombreado: corredor magmático no noroeste africano (mod. J. MARCOUX *et al.*, 1993).

2º Ciclo – Ciclo transicional que se encontra representado no interior da Bacia Lusitaniana por corpos filonianos e criptodomas de composição dolerítica, gabróica e diorítica. Os doleritos predominam no flanco oriental da bacia e os gabros e dioritos, no flanco ocidental e no seio de diapiros. A geoquímica indica proximidade com líquidos primários sem contaminação crostral, reflectindo fonte mantélica litosférica. A sua fusão parcial, menor do que a verificada no ciclo anterior, terá sido induzida, segundo L. MARTINS, (1991), por processo de *rifting* continental.

Esta autora considera o intervalo entre 130 e 135 M.a. como o período de actividade magmática deste ciclo. Nas escalas cronostratigráficas de B. HAQ e G. ODIN & C. ODIN este intervalo corresponde à duração do Berriasiano; na escala de F. Gradstein corresponde ao intervalo Valanginiano superior-Hauteriviano inferior.

As ocorrências encontram-se praticamente circunscritas entre a falha da Nazaré a Norte, e a falha de Torres Vedras-Montejunto a Sul, ou seja, ao Maciço Calcário Estremenho. A coincidência geográfica com os diapiros da Bacia Lusitaniana é notável.

As ocorrências localizadas junto a diapiros, mas instaladas no encaixante jurássico, encontram-se, na sua maioria, dispostas segundo duas direcções principais (Quadro V): NNE-SSW, paralela à maioria dos diapiros, e WNW-ESE (se considerarmos os filões localizados entre Rio Maior e Porto de Mós afins e contemporâneos do de Gaeiras), perpendicular à anterior.

Esta observação poderá tornar de difícil explicação a hipótese de P. TERRINHA *et al.* (1998) uma vez que a compressão tenderia a fechar o espaço nas falhas NNE-SSW. No entanto, se considerarmos que os episódios de inversão transitória precoce podem ter duração muito reduzida, abaixo da resolução permitida pelas datações radiométricas, a hipótese mantém-se.

Se se reparar com atenção nos vários corpos genericamente indicados como tendo direcção NNE-SSW, verifica-se que correspondem a massas de contornos irregulares, de composição basáltica, sem estarem cartografadas falhas junto a eles (cf. Carta Geológica de Portugal, à escala 1/50000, folhas 26-D, 27-A e 30-B). Corresponderão, assim, a chaminés, cones vulcânicos e/ou escoadas (informação oral de L. Martins), cujas composições serão provenientes da diferenciação do mesmo magma dos filões WNW-ESE (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960).

Três aspectos notáveis deste episódio vulcânico não se encontram esclarecidos:

- 1) a ausência de marcas no registo sedimentar (informação oral de J. Rey);

2) a instalação dos corpos vulcânicos alinhados segundo a direcção NNE-SSW (deste a Serra de Todo o Mundo até Alqueidão da Serra), paralela e próxima da falha de Rio Maior-Porto de Mós, atravessando alguns quilómetros de sedimentos competentes, aparentemente não deformados, sem que tivessem aproveitado esta falha para ascenderem (pelo menos na sua parte mais superficial);

3) estes corpos e os filões com orientação WNW-ESE, no Maciço Calcário Estremenho, encontram-se sistematicamente no bloco de apoio do sistema de falhas Rio Maior-Porto de Mós e Mendiga-Reguengo do Fetal.

Quanto à ausência no registo sedimentar a única explicação que parece plausível é a do sistema ígneo ser subvulcânico, não chegando a aflorar à superfície aquando da sua instalação. O seu afloramento à superfície dever-se-á, neste caso, a exumação de parte da cobertura sedimentar após a inversão cenozóica. Esta hipótese parece sustentável através da observação de G. ZBYSZEWSKI *et al.* (1966) que referem: “o complexo vulcânico da Serra de Todo o Mundo parece constituído por um *sill* ou por derrame lávico (?) em relação possível com uma chaminé”.

Na figura I.23 apresenta-se modelo que tenta explicar de forma integrada as questões apontadas em 2) e 3).

Para além das ocorrências no exterior dos diapiros, há que referir as do interior. Podem dividir-se em dois tipos de corpos com diferentes composições:

- i) domas e criptodomas de composição gabróica e dolerítica, com afinidade geoquímica transicional e geralmente de maiores dimensões;
- ii) filões tescheníticos, com afinidade geoquímica alcalina, geralmente de menores dimensões.

Exceptuando idade determinada para o criptodoma de S. Bartolomeu (141 ± 3 M.a., FERREIRA & MACEDO, 1983), nenhuma outra existe na bibliografia, referente a estas ocorrências; a principal razão prende-se com o estado de elevada alteração que as rochas normalmente apresentam.

G. ZBYSZEWSKI (1959) considera que os filões da região de Óbidos-Caldas da Rainha, de composição dolerítica, como é o caso de Gaeiras no bordo do diapiro, e os tescheníticos (teralíticos) no interior, estão intimamente associados; estes últimos correspondem a termos mais diferenciados dos primeiros, localizados no exterior (L. MARTINS, 1991). Acrescenta que a instalação dos filões no interior do diapiro mostra frequentemente metamorfismo de contacto que, quando afecta massas salinas, provoca-lhes “amolecimento” por fusão, com aumento de volume. Para além de outros factores, o hidrotermalismo associado à instalação

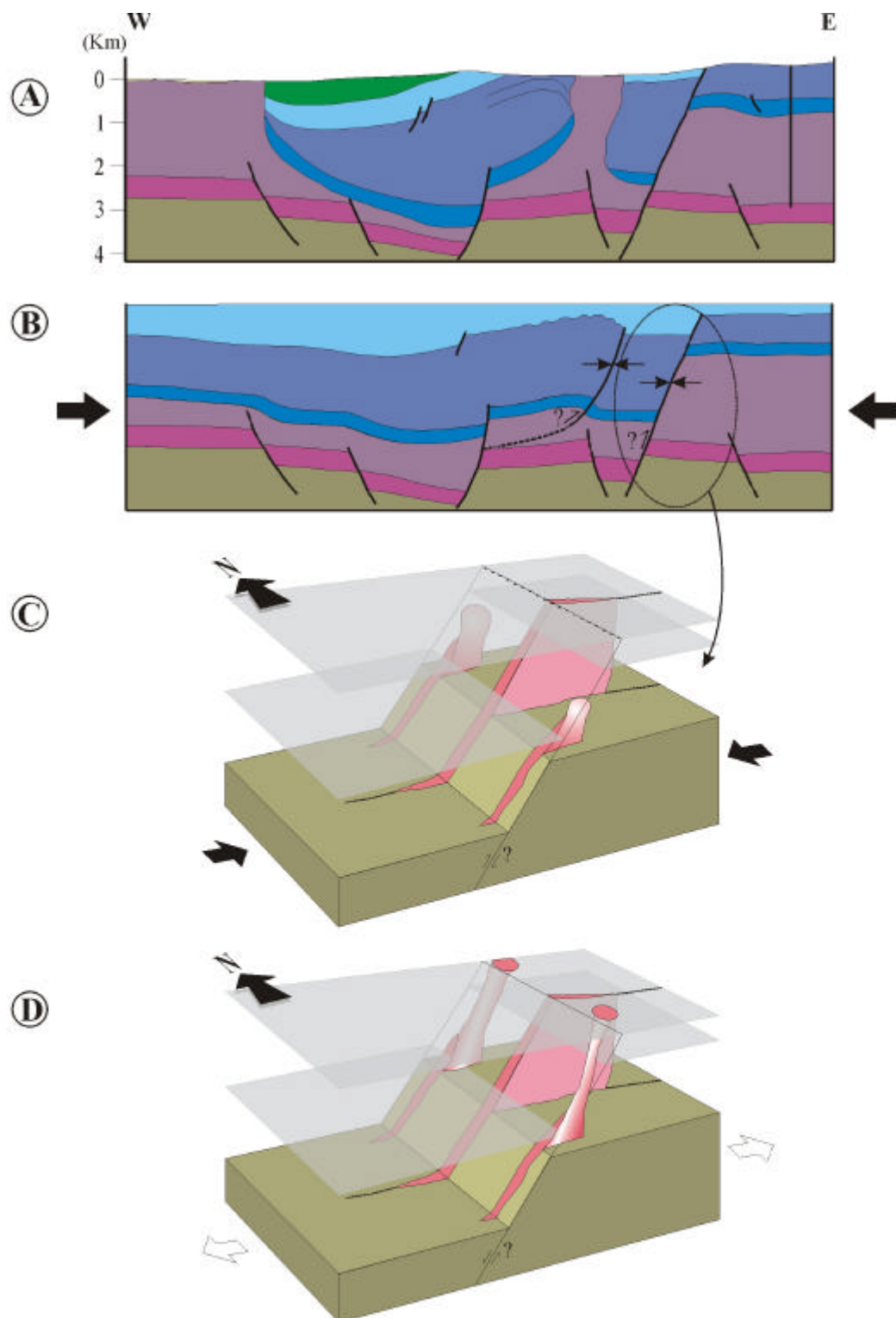


Fig. I.23 - Tentativa de reconstituição e modelo de instalação de corpos ígneos, durante o início do Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano). A) Perfil representativo da situação actual, elaborado a partir de perfil sísmico interpretado por S. LOMHOLT *et al.* (1996) (sobreelevado 2X). B) Tentativa de reconstituição do perfil para aquela idade, assumindo inversão anterior, próxima do limite Caloviano-Oxfordiano (ver texto em "Descontinuidades na Bacia Lusitânica", subcapítulo I.3); as falhas, em compressão, terão inibido a ascensão de magma através delas. C) Ter-se-ão formado "megafendas" de tracção profundas, paralelas à direcção de compressão, que facilitaram a ascensão magmática; terminado o período de inversão transitória precoce, alguns dos corpos ainda não terão atingido a superfície. D) Após o recomeço da distensão ou, pelo menos, a paragem da compressão, terão continuado a ascender, sem condicionamento tectónico, adquirindo geometria cilíndrica antes de atingir a superfície.

dos filões terá, na opinião do autor, modificado as condições originalmente de conservação dos sais potássicos, conferidas pela impermeabilização das argilas subjacentes. Apesar das transformações mineralógicas sofridas por estas rochas, encontram-se ainda vestígios da composição original, através da presença de minerais primários essenciais que atestam afinidades geoquímicas com o filão de Gaeiras, ou seja, transicionais.

Por outro lado, foram assinalados filões ou veios a cortar gabros de “criptodomas” existentes no interior de diapiros; são os casos do gabro de S. Bartolomeu, no diapiro de Caldas da Rainha, e do dolerito de Monte Redondo, no diapiro de Monte Real (FRANÇA & ZBYSZEWSKI, 1963; MANUPPELLA *et al.*, 1978). Estas pequenas intrusões, bem como os restantes filões, apresentam afinidades alcalinas, atribuídas ao 3º ciclo magmático. Alternativamente, pode colocar-se a hipótese de se tratar de intrusões afectadas por alteração metassomática do magma de composição transicional do 2º ciclo, contaminado por álcalis (sais de sódio e potássio) das formações evaporíticas que atravessaram.

Apenas se afigura possível chegar a uma conclusão definitiva, após se efectuarem estudos sistemáticos e integrados dos seguintes âmbitos:

- 1º - datações isotópicas;
- 2º - geoquímica de elementos traço (relações Nb/Y);
- 3º - paleomagnetismo.

De qualquer forma, pode desde já concluir-se sobre a existência, no interior dos diapiros, de duas gerações (distintas no tempo) de intrusões magmáticas.

3º Ciclo – Ciclo alcalino que se encontra representado, essencialmente, pelos filões tescheníticos aflorantes no interior do diapiro de Sesimbra e o de Fonte da Bica (Rio Maior) assim como por estruturas de maior dimensão, como o campo filoniano radial do complexo de Mafra, o maciço ígneo de Sintra e as escoadas, tufo e piroclastos do Complexo vulcânico de Lisboa e Runa.

Segundo L. MARTINS (1991), o magma que originou estes corpos ígneos é de natureza alcalina, caracterizada por graus de fusão parcial baixos; considera ainda que o “envolvimento do manto litosférico continental, progressivamente adelgado pelo contínuo processo de *rifting* foi sucessivamente menor tornando-se evidente a participação do manto astenosférico nos magmas alcalinos mais recentes”.

O intervalo entre 100 e 70 M.a. é considerado por vários autores como o de duração deste ciclo (p. ex.: RIBEIRO *et al.*, 1979; FERREIRA & MACEDO, 1979; MARTINS, 1991). A coincidência temporal com a abertura do Golfo da Gasconha e a rotação da Península Ibérica

tem sido invocada como a causa deste período de magmatismo. Como foi atrás discutido, os 100 M.a. são próximos da idade do início da expansão oceânica no Atlântico, entre a Ibéria e a Terra Nova.

As idades do maciço ígneo de Sintra e do Complexo Vulcânico de Lisboa encontram-se claramente determinadas por métodos isotópicos (K/Ar): para o primeiro, N. ROCK (1982) obtém o valor de 82 M.a.; para o segundo, F. MENDES & J. GRIFFITHS (1973) e R. MACINTYRE & G. BERGER (1982) obtêm valores próximos de 72 ± 2 M.a. e $72,5\pm 3$ M.a., respectivamente. O mesmo não acontece com o complexo de Mafra; A. RIBEIRO *et al.* (1979) sugerem, para o último caso, “idade próxima das primeiras manifestações do ciclo (100 M.a.)”, embora sem o justificarem.

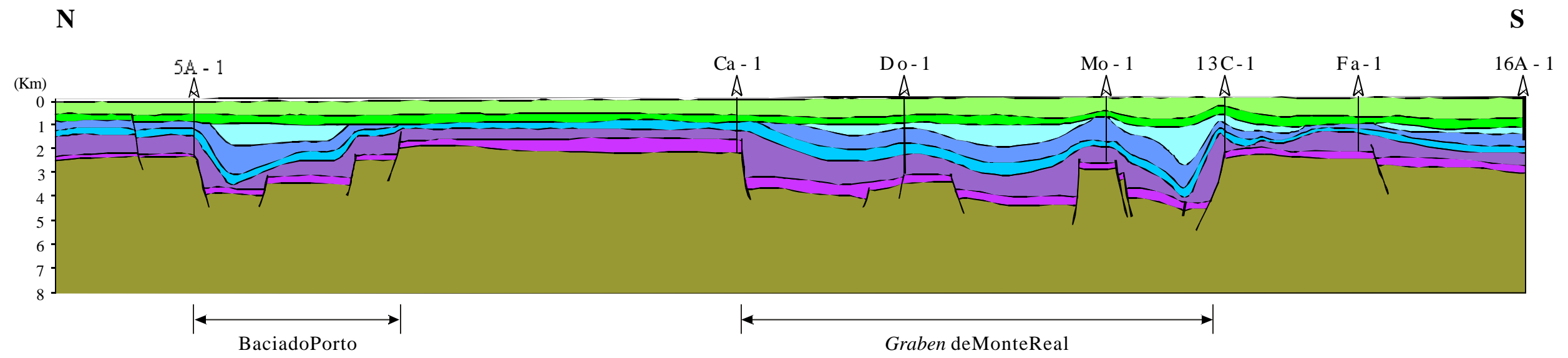
Quanto às ocorrências referenciadas na região da Arrábida (diapiro de Sesimbra e Norte do Cabo Espichel) as rochas anteriormente classificadas como doleritos, teschenitos e lamprófios (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965), foram recentemente integradas na família dos teschenitos (MARTINS, 1991; MANUPPELLA *et al.*, 1999).

Como foi atrás referido, à soleira de Foz da Fonte parece poder-se atribuir idade Aptiano inferior a superior. Filão cartografado cerca de 1 km a Sul intersecta unidades do Barremiano superior a Aptiano e, no interior do diapiro de Sesimbra, outros filões intersectam unidades do Hauteriviano inferior a Barremiano inferior. Atendendo às afinidades geoquímicas, estes filões são integrados, pelos mesmos autores, no ciclo alcalino.

No entanto, estudo petrográfico preliminar efectuado sobre aquela soleira, permite integrá-la neste ciclo (L. Martins, informação oral). Desta forma, a duração do 3º ciclo magmático estará compreendida entre os 110 e os 70 M.a. ou, em alternativa, a idade da soleira discutida em subcapítulo anterior, obtida de forma indirecta, não será a correcta.

Do ponto de vista petrográfico, este ciclo é bastante diversificado, em especial na região de Sintra. Aqui, aflora o corpo ígneo de maior dimensão localizado na área geográfica da Bacia Lusitaniana, com estrutura e cinemática características de diapiro magmático (KULLBERG, 1983-85; KULLBERG & KULLBERG, 2000b, *vide* Cap. II.10). Segundo estes autores, a intrusão ocorre (simultaneamente com a dos maciços de Sines e Monchique) numa altura em que a junção tripla da Biscaia e a rotação sinistrógira da Ibéria cessavam, e a colisão entre a Ibéria e África se iniciava. O estado de tensões inter e intraplaca teriam criado, na margem ocidental ibérica, “as condições para a geração de fracturas profundas, a maioria das quais localizadas na margem continental previamente adelgada; uma destas fracturas profundas será a falha NNW-SSE ao longo da qual se vão intruir os maciços alcalinos fini-

PERFIL LP-1



PERFIL L-1

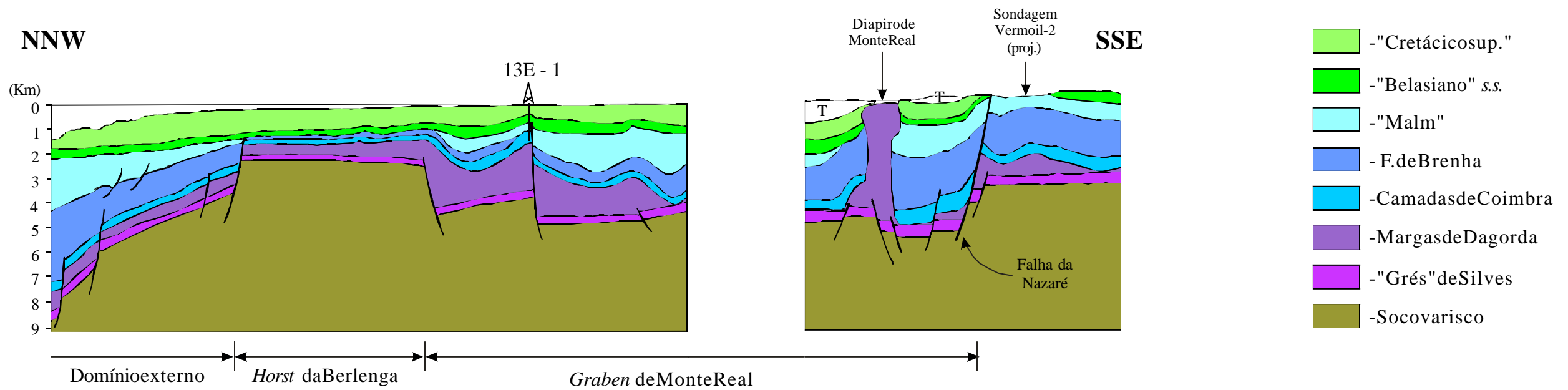


Fig. I.24 - Interpretações efectuadas a partir de perfis sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitânica (T = Terciário). Para localização dos perfis, ver Fig. I.7. (Seg. S. LOMHOLT *et al.*, 1996)

cretácicos”. Este terá sido o quadro geodinâmico aquando da instalação dos complexos de Lisboa, de Runa e de Mafra.

A natureza geoquímica alcalina é indicadora de participação do manto astenosférico e a ocorrência de rochas sobressaturadas indiciam anatexia e consequente contaminação crustal (ALVES, 1964; TERRINHA, 1998).

I.5 – Análise de perfis geofísicos

Antes de se discutir a importância da halocinese na evolução da Bacia Lusitaniana e seu eventual contributo para a estruturação conducente à criação de espaço de acomodação para os sedimentos, em particular jurássicos, é fundamental apresentar e discutir alguns perfis geofísicos que intersectam diapiros na bacia. Esta discussão servirá também para, sempre que fôr pertinente, analisar outro tipo de estruturas, nomeadamente as distensivas.

Recente reprocessamento e de perfis sísmicos de reflexão efectuado por equipa do GEUS, no âmbito do Projecto MILUPOBAS (LOMHOLT *et al.*, 1996), permitiu a obtenção de perfis geológicos interpretativos, muito úteis para uma melhor compreensão da evolução da Bacia Lusitaniana.

Apresenta-se de seguida, análise pormenorizada de algumas destas interpretações e de perfis publicados em trabalhos científicos.

A) PERFIL LP-1 (LOMHOLT *et al.*, 1996 – GEUS ⁽²⁾) (Fig. I.24A)

Corresponde, de Sul para Norte, à interpretação efectuada sobre a composição dos perfis geofísicos S84-107, S84-23C, S84-23B, S84-102, S84-101D, S84-101C, S84-101B depositados no antigo Gabinete para a Pesquisa e a Prospeção de Petróleo (GPEP, IGM). Atravessa as sondagens 16A-1, Fa-1, 13C-1, Mo-1, Do-1, Ca-1 e 5A-1 (Fig. I.7).

A principal estrutura representada é o sector noroeste do *graben* de Monte Real (entre as sondagens 13C-1 e Ca-1). Trata-se de um *graben* complexo, enraizado no soco, que contém dois *horsts* dentro dos seus limites. A geometria da cobertura sedimentar está profundamente condicionada pelos relevos de soco, nos limites externos e no interior do *graben*. Em especial no sector entre as sondagens Ca-1 e Mo-1 é clara a existência de *graben* triásico/hetangiano pois os rejeitos actualmente observados no soco são superiores, na ordem

⁽²⁾ A nomenclatura sismo-estratigráfica utilizada daqui em diante será a destes autores.

de 500 m, ao deslocamento vertical entre o *datum* médio da base da unidade seguinte (Camadas de Coimbra), dentro e fora do *graben*.

Por ordem estratigráfica observa-se, no limite norte do *horst* da sondagem Do-1, a existência de falha normal afectando o Triásico. Todas as restantes falhas normais parecem ter sido activadas apenas posteriormente a esta idade.

Genericamente, a unidade evaporítica das Margas de Dagorda apresenta maior espessura no *graben* do que no seu exterior.

No bordo norte da estrutura é notória a truncatura do Jurássico pelo Cretácico inferior; o intervalo de tempo considerado vai desde o “intra-Sinemuriano” ao “próximo do topo do Jurássico”. Esta truncatura é pós-extensional acomodada pelas falhas do soco, que não se propagam para a cobertura sedimentar. A truncatura é também bastante notória na vertical do *horst* com maior relevo (Mo-1), que intersecta o cume de dobra de acomodação; esta dobra não exhibe evidências de ter sido forçada por injeção de evaporitos (*piercing*).

Se se comparar a subsidência provocada no horizonte da base do Jurássico superior com o deslocamento vertical da falha norte do *graben*, verifica-se que os valores são muito próximos (1300 m e 1600 m, respectivamente); estes valores são reportados ao topo das Margas de Dagorda, uma vez que, por um lado, o horizonte da base do Jurássico superior não existe no bloco de apoio da falha e, por outro, não se verificam variações de espessura das unidades anteriores na proximidade desta falha. A acomodação da deformação na cobertura é feita através de deformação dúctil no nível evaporítico, aspecto que se verifica ao longo da totalidade do perfil.

Não são apreciáveis variações de espessura nos níveis infra cretácicos, excepto na proximidade do bordo sul do *graben*. Aqui, verifica-se uma adaptação mais brusca das unidades sedimentares à geometria da falha limite, as quais se apresentam subparalelas a esta falha. Esta acomodação implica importante estiramento, com consequente adelgaçamento tectónico do conjunto que se pode considerar genericamente como da Formação de Brenha. Este sector encontra-se representado com o respectivo perfil sísmico de reflexão em E. RASMUSSEN *et al.* (1998) (Fig. I.25), onde se observa com clareza que os depósitos do Jurássico superior se depositam em *onlap* sobre as unidades subjacentes rodadas e estiradas ao longo da referida falha.

A formação de espaço para deposição de sedimentos está, também na parte sul do *graben* de Monte Real, dependente das falhas profundas e da adaptação dúctil da cobertura. No entanto, uma vez que neste sector existe um *graben* relativamente estreito, a espessura dos sedimentos do Jurássico inferior e médio não permite a formação de uma “plataforma”,

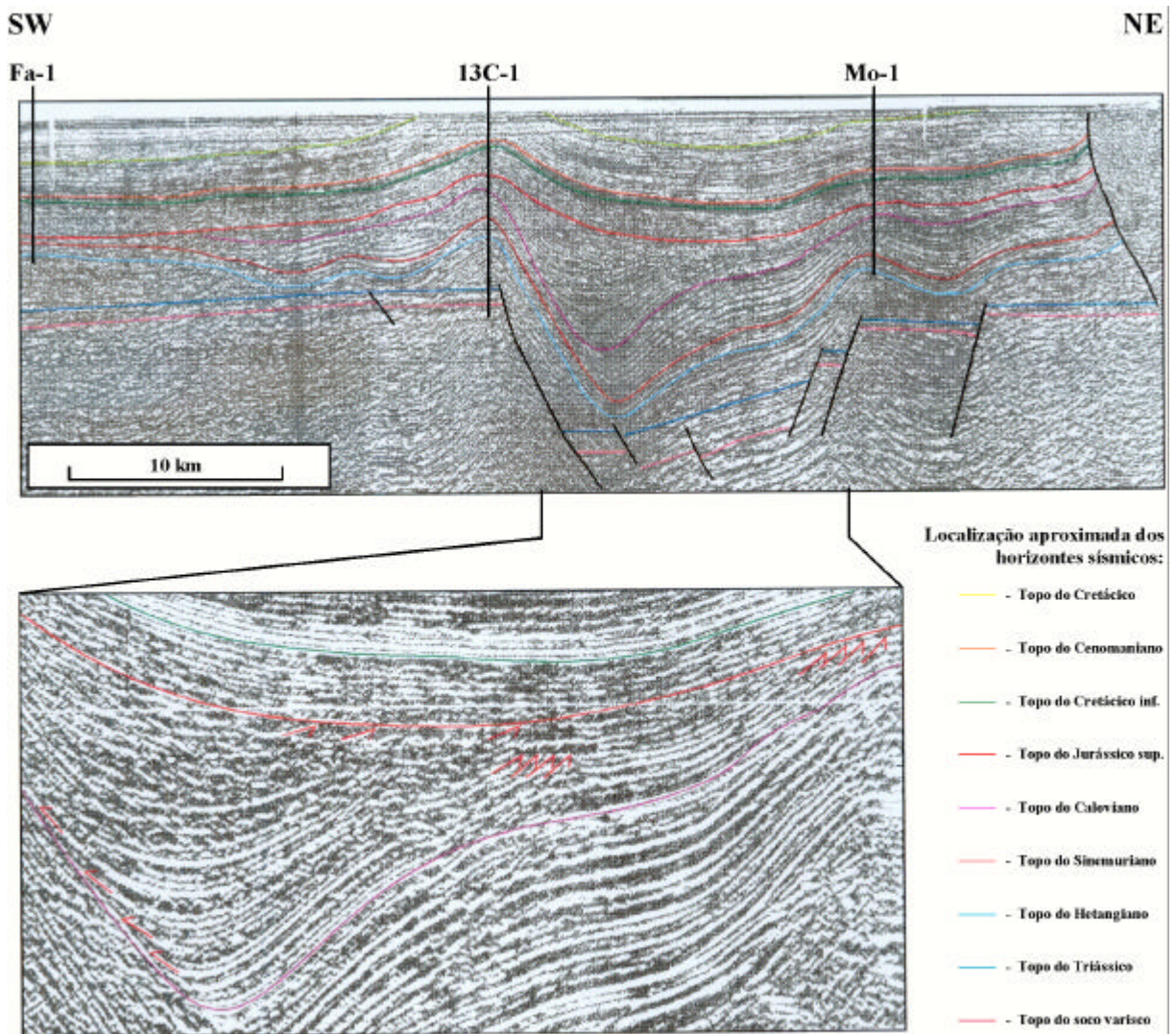


Fig. I.25 - Secção sísmica do perfil LP-1, onde é visível a deposição das unidades do Jurássico superior em *onlap* sobre as unidades subjacentes (setas a SW) (RASMUSSEN *et al.*, 1998). Os autores assinalam discordância intra-Jurássico superior (F. de Montejunto / F. de Abadia) e no limite inferior do Cretácico (setas invertidas ao centro).

uniforme e sub-horizontal na base. A consequência é a formação de uma “cunha” descendente que favorece o aprofundamento destas unidades em direcção ao soco acústico. Este quase “assentamento” implica que algum movimento dos evaporitos se verifique quase exclusivamente na horizontal ou, mais exactamente, paralelo à estratificação. Esta afirmação é suportada pela comparação do deslocamento vertical da base do Jurássico superior relativamente ao da falha sob 13C-1: 2000 m para a falha e 1350 m para a base do Jurássico superior. Ao diferencial de 650 m, que se pode atribuir a subsidência devida à halocinese, tem de ser subtraída a diferença de espessura da Formação de Brenha, nos compartimentos suspenso e de apoio, que é da ordem de 550 m. Daqui se conclui que o diferencial resultante de 100 m (< 10% do total da subsidência observada) é negligenciável em termos da criação de espaço de acomodação de sedimentos durante o Jurássico superior.

É verificável a formação de almofada de sal no topo desta falha, que deforma todo o conjunto sedimentar (13C-1), pelo menos até o final do Cretácico.

Na região da sondagem Fa-1 observa-se outra almofada de sal, cuja cúpula (Camadas de Coimbra e Formação de Brenha), truncada pela fácies “purbeck” (cf. relatório de sondagem, confirmado por reinterpretação de ROCHA *et al.*, 1996), concentra algum sal proveniente do sector entre as sondagens 13C-1 e 16A-1.

A Norte, junto à sondagem 5A-1, a geometria descrita mantém-se, embora o efeito de espessamento e de deposição em “onlap”, atrás referido para o Jurássico superior, seja provável no conjunto da Formação de Brenha. A ligeira diferença de interpretação relativamente ao que ocorre nas proximidades da sondagem 13C-1 reside no facto de, aqui, a espessura da Formação de Brenha, no plano axial do sinclinal, ser idêntica à do flanco não estirado da dobra; a sul da sondagem 5A-1, esta formação apresenta espessura máxima no plano axial do sinclinal, reduzindo-se rapidamente para os flancos. Ou seja, no primeiro caso a redução de espessura do flanco sul é devida a estiramento (Fig. I.26) e, no segundo, a zona axial corresponde a verdadeiro depocentro da Formação de Brenha.

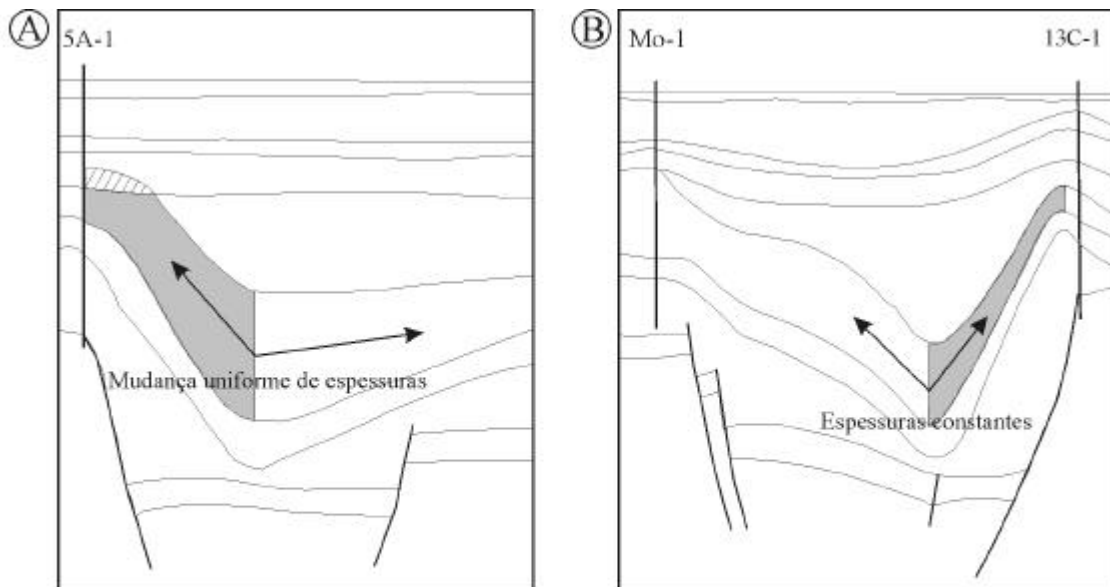


Fig. I.26 - Pormenores do perfil LP-1 que mostram a diferença de estilo nas mudanças de espessura da Formação de Brenha. Em A) ela é uniforme a partir da zona axial do sinclinal, o que indicia deposição coeva à flexão; em B) verifica-se que as espessuras da formação a partir da zona axial são constantes, o que aponta para estiramento pós deposicional associado à flexura.

B) PERFIL L-1 (LOMHOLT *et al.*, 1996 - GEUS) (Fig. I.24B)

Corresponde, de Oeste para Este, à interpretação efectuada sobre a composição dos perfis sísmicos S84-D2, S84-20 e UTP81-1 do GPEP. Inicia-se na plataforma, cerca de 90 km ao largo da Figueira da Foz, e desenvolve-se ao longo de 140 km; primeiro, segundo direcções W-E e NW-SE até à linha de costa, onde existe interrupção do perfil, flectindo para WNW-ESE, e terminando 10 km a Este da sondagem de Vermoil-1 (Ve-1).

As principais unidades estruturais representadas são, de WNW para ESE:

1) Domínio externo - Desenvolve-se a partir do início do actual talude continental e mostra um aprofundamento rápido da sub-bacia externa essencialmente pós-Camadas de Coimbra (horizonte sísmico “intra-Sinemuriano”). A espessura média dos “Grés” de Silves, das Margas de Dagorda e das Camadas de Coimbra é constante e igual às que se encontram sobre o *horst* da Berlenga. O espessamento para Oeste das unidades sobrejacentes, até o topo do Jurássico superior, é evidente. Não foi marcado qualquer horizonte intermédio neste intervalo estratigráfico. Após o início do Cretácico não se observa qualquer actividade tectónica neste sector.

A estruturação anterior está exclusivamente relacionada com falhas enraizadas no soco, paralelas ao limite ocidental do *horst* da Berlenga, que individualizam blocos basculados sinteticamente às falhas. Há indícios de falhas peliculares de baixo ângulo, no interior da sequência jurássica, que parecem corresponder a escorregamentos sinsedimentares para Oeste, provavelmente associados a aceleração da distensão e conseqüente aprofundamento da sub-bacia neste sentido.

2) Horst da Berlenga - Este alto fundo estrutural, que separa os domínios interno (Bacia Lusitania *s. s.*, como tem sido descrita neste trabalho) e externo, apresenta o topo do soco varisco a profundidade próxima de 3000 m, o que, comparando com o seu afloramento à superfície, indicia aprofundamento em direcção a Norte, pelo menos desde a ilha da Berlenga. A cobertura encontra-se indeformada e mostra importante discordância (paraconformidade) na base do Cretácico. O nível evaporítico apresenta tendência para aumento de espessura de Oeste para Este, já desde o domínio externo.

3) Graben de Monte Real - A estrutura profunda apresenta diferença notória com a do domínio externo; os blocos individualizados no interior do *graben* apresentam basculamentos antitéticos às falhas.

Por outro lado, verifica-se um aumento brusco da espessura dos evaporitos, a partir do *horst* da Berlenga, à semelhança do que parece verificar-se no *graben* de São Mamede (não figurado no perfil). Para Este, o nível diminui de espessura até praticamente desaparecer na proximidade do diapiro de Monte Real, permitindo “soldadura” (*welding*) entre as Camadas de Coimbra e os “Grés” de Silves.

As Camadas de Coimbra mostram aumento progressivo de espessura desde o *horst* da Berlenga até a falha da Nazaré, o mesmo se verificando com a Formação de Brenha, excepção feita a pequena zona anticlinal na vertical da sondagem 13E-1, que inibe a sua deposição. Esta pequena dobra, ligeiramente mais fechada nas Camadas de Coimbra do que nas sobrejacentes, se retirado o encurvamento destas últimas, praticamente desaparece.

O modelo proposto por J. C. KULLBERG *et al.* (1997) de deposição *onlap* em culminação de bloco basculado, ou a adaptação proposta no subcapítulo seguinte (e Anexo A), justificam esta situação, sem necessidade de invocar uma minimamente relevante intervenção da halocinese. A discordância será, pois, de não deposição. A discussão desenvolvida para o perfil LP-1, no *horst* sob a sondagem Mo-1, aplica-se para justificar a truncatura da Formação de Brenha pelo Cretácico inferior; o contacto é, pois, erosivo.

Apesar de alguma tendência de espessamento do Jurássico superior em direcção à falha da Nazaré, é sobretudo observável geometria simétrica no conjunto do *graben*. No entanto, não se adiantam interpretações, uma vez que sendo a base do Cretácico ravinante, a geometria das unidades neste intervalo de tempo pode encontrar-se mascarada.

A análise agora efectuada sobre as variações de espessuras, em especial da Formação de Brenha (onde os efeitos ravinantes das unidades sobrejacentes são menores e, portanto permitem eventualmente tirar conclusões mais seguras referentes à arquitectura dos corpos sedimentares), só é feita para retirar ilações sobre a influência, ou não, de movimentos de sal na estruturação do fundo topográfico da bacia, no sector figurado no perfil.

Neste perfil não se podem extrapolar interpretações para as estruturas que se sabe configuraram a bacia, ou seja, as unidades tectónicas extensionais definidas no subcapítulo I.2. Tal é possível para o perfil LP-1 uma vez que, embora tendo orientação geral N-S, atravessa integralmente o *graben* de Monte Real, unidade tectónica estruturante da Bacia Lusitaniana. A área central deste perfil apresenta aspecto que pode ser enganador, porque intersecta apenas um dos bordos do *graben* e termina a Este na falha da Nazaré, com direcção subperpendicular à primeira e cinemática diferente (distensão em duas direcções perpendiculares) (Fig I.27). Em conclusão, seria necessário analisar um perfil perpendicular à

falha da Nazaré, com desenvolvimento exclusivamente no interior do *graben* de Monte Real, para interpretar com segurança o comportamento tridimensional do corpo sedimentar.

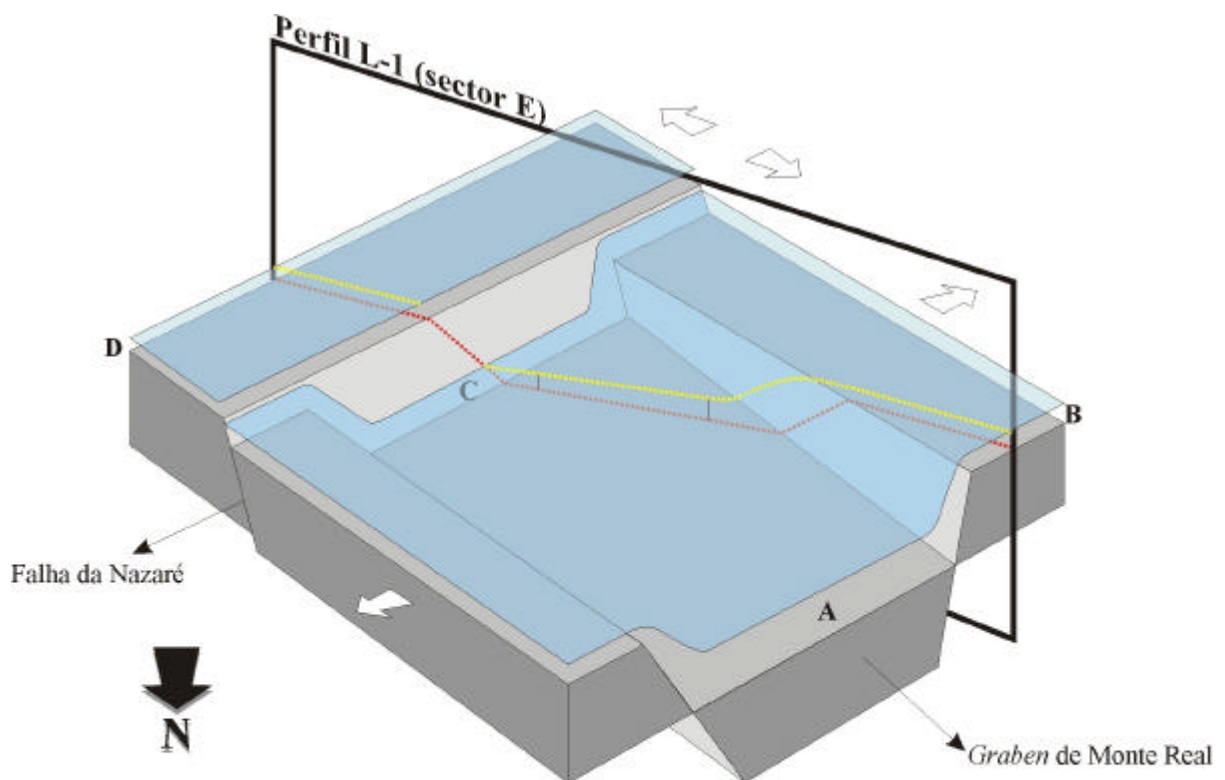


Fig. I.27 - Bloco diagrama que mostra a necessidade de precaução ao estabelecer eventuais comparações entre variações de espessura em estruturas não relacionadas geneticamente. Sem o conhecimento, a três dimensões, das estruturas por ele atravessadas, corre-se o risco de, erroneamente se estabelecerem comparações directas entre, por exemplo, as espessuras da unidade sob o plano azul em D, C e B. O aumento da espessura (traços verticais, a partir do topo do plano azul marcado a tracejado amarelo, visto no perfil) de C para B, até à falha do bordo Oeste é aparente, porque pode estar relacionado, por exemplo, com eventual aprofundamento do núcleo do *graben* para Noroeste e não com a falha. A única válida será entre D e C, eventualmente entre D e B e, fora do perfil, entre B e A. Note-se, também que a estrutura marcada a tracejado vermelho, representada no perfil é um falso *graben*. As setas a branco indicam distensão bidirecional.

O diapiro de Monte Real afecta todas as unidades da cobertura representadas no perfil, até o topo do Cretácico. A Este encontra-se compartimento limitado, na outra extremidade, pela falha da Nazaré, onde é observável colapso, aparentemente mais importante no Cretácico superior, relacionado com a ascensão do diapiro. No flanco oeste, o Cretácico inferior apresenta encurvamento e diminuição de espessura em direcção ao diapiro.

4) Falha da Nazaré - É uma falha profunda, normal para NW, durante a distensão jurássica. Verifica-se espessamento das Camadas de Coimbra e da Formação de Brenha, e nada se pode concluir sobre as unidades do Jurássico superior, dada a ausência de horizonte de referência do topo, no bloco suspenso. É um dos melhores exemplos de tectónica

distensiva *thin e thick skinned* da bacia. A cobertura sedimentar no compartimento elevado encontra-se dobrada sobre o nível de sal.

5) Sector central da bacia (Maciço Calcário Estremenho) - As dobras referidas em 4) não apresentam evidências de serem de acomodação à almofada de sal representada, pelo menos durante o Jurássico, uma vez que não existem variações de espessura nos sedimentos deste intervalo de tempo.

Alguma discussão, relativa à falha da Nazaré, é pertinente fazer-se aqui. A expressão superficial da falha corresponde a cavalgamento com transporte para NNW, associado à inversão tectónica miocénica (RIBEIRO *et al.*, 1990). Contudo, a expressão sísmica é de falha normal, com abatimento do compartimento noroeste. A. RIBEIRO *et al.* (1996) propõem modelo, seguido no essencial por E. RASMUSSEN *et al.* (1998, Fig. 13) para explicar esta diferença de comportamento.

Este modelo (Fig. I.28) compreende a existência de dois níveis de enraizamento das estruturas compressivas: um, mais profundo, correspondente à terminação setentrional de descolamento profundo ao nível da descontinuidade de Mohorovicic, no antepaís da Cordilheira Bética (RIBEIRO *et al.*, 1990); outro, superficial, descolado no nível dos evaporitos e “emergindo”, a Sul, na falha de Arrife.

A. RIBEIRO *et al.* (1996) interpretam de forma diferente de E. RASMUSSEN *et al.* (1998) a estrutura actual da falha da Nazaré uma vez que os segundos não propõem nível de descolamento superficial. A primeira proposta é fundamentada em duas transversais, com verificação no campo, efectuadas entre as falhas de Nazaré e de Arrife (não figurada nos perfis apresentados) que demonstram que grande parte da extensão jurássica no soco se encontra preservada, pelo que a acomodação do encurtamento se efectuou principalmente na cobertura (perfis 1 e 2, Fig. I.29).

E. RASMUSSEN *et al.* (1998, Fig. 13 B, estágio 4) relacionam a idade de instalação dos diapiros na Bacia Lusitaniana com a inversão tectónica miocénica; o perfil referido (*ibid.*, Fig. 13) é um dos usados como suporte desta conclusão, nomeadamente para o caso do diapiro de Monte Real. Com efeito, a falha do bordo oeste do *graben* é interpretada como tendo sido afectada pela inversão (embora menor) e a compressão como mecanismo despoletador do diapiro. Considerando a já referida obliquidade dos perfis relativamente às estruturas principais e respectivas direcções cinemáticas (Fig. I.27), e sabendo que:

i) a direcção do *graben* e respectivas falhas principais, perpendiculares à falha de Nazaré, são paralelas à direcção de compressão miocénica,

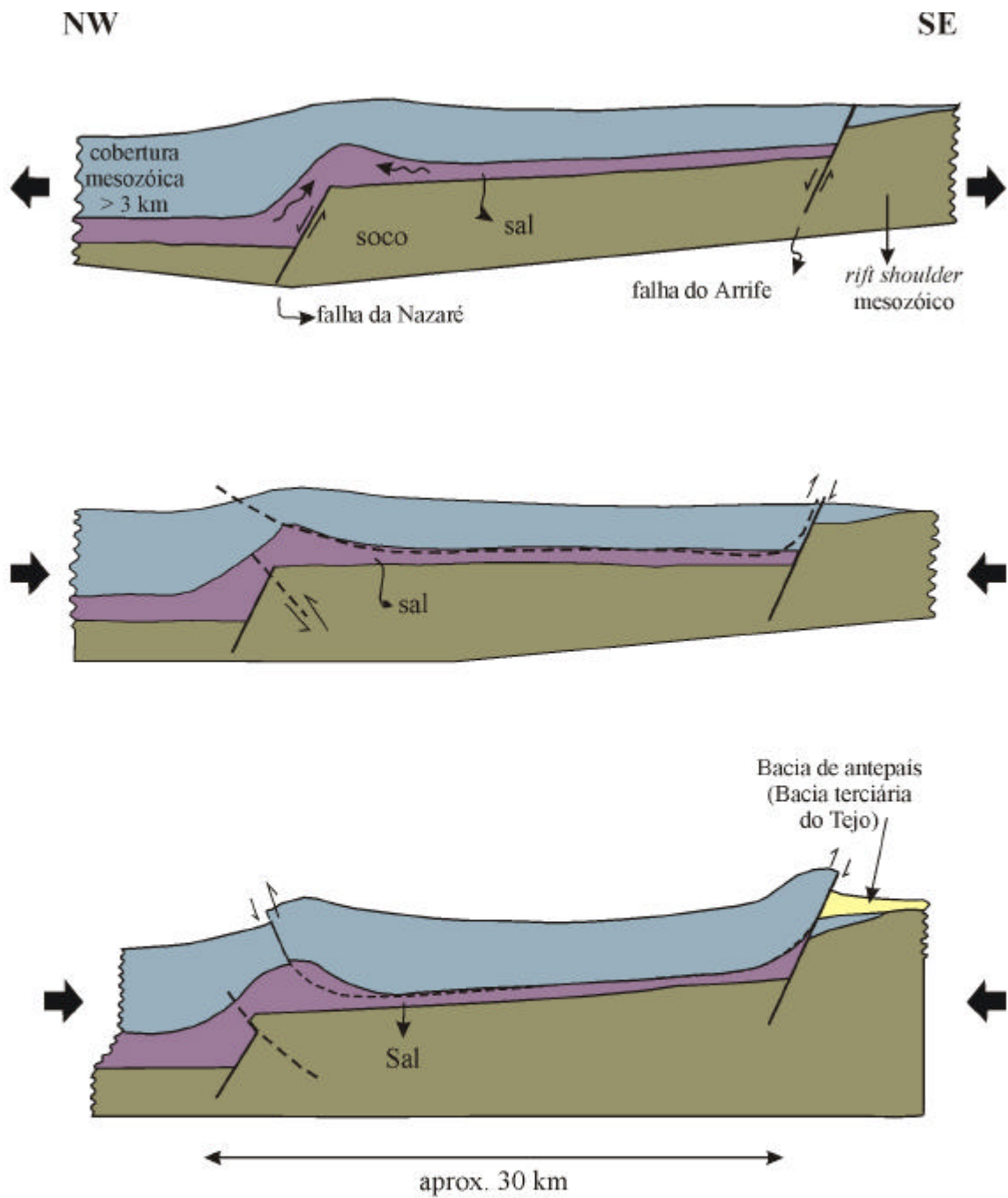


Fig. I.28 - Interpretação estrutural e evolução tectónica da falha da Nazaré. A) Durante a distensão mesozóica a falha da Nazaré funcionou como falha normal inclinando para Norte, proporcionando a acumulação de maior espessura de sedimentos neste compartimento e, eventualmente, favorecendo algum espessamento da unidade evaporítica; B) Quando ocorreu inversão no Terciário, a geometria herdada terá favorecido, num nível superficial, o desenvolvimento de cavalgamento simétrico com a falha do Arrife, descolado no nível evaporítico; C) O encurtamento verificado à superfície terá sido acomodado, por descolamento mais profundo, ao nível do soco, de acordo com modelo de A. RIBEIRO *et al.* (1991) (*In* RIBEIRO *et al.*, 1996).

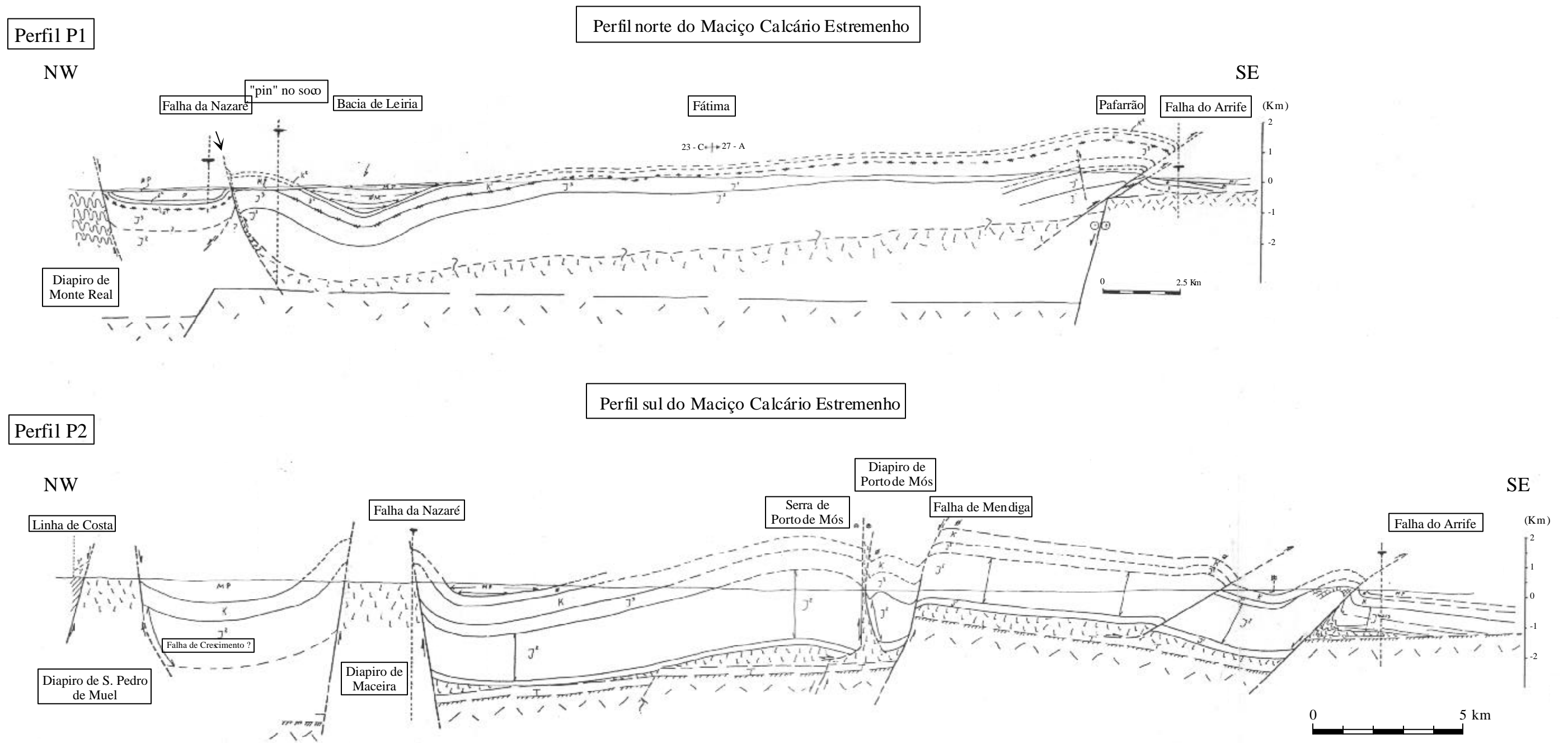


Fig I.29 - Perfis NW-SE (P1+P2) através do sector central da Bacia Lusitaniana (para localização, ver Fig. I.7). O encurtamento estimado para a cobertura é da ordem de $\epsilon=5\%$. De notar ainda que a inversão é do tipo *thin skinned* e grande parte da extensão no soço não foi recuperada durante a inversão, o que implica que a falha do Arrife constituiu bordo tectónico principal da Bacia Lusitaniana (RIBEIRO *et al.*, 1996).

ii) a formação de diapiros em compressão requer condições de encurtamento ou transpressivas (JACKSON & TALBOT, 1994), conclui-se que é improvável a instalação do diapiro durante a compressão miocénica uma vez que, se o bordo do *graben* foi reactivado neste episódio tectónico, te-lo-à sido de forma transcorrente.

C) PERFIL L-2 (LOMHOLT *et al.*, 1996 - GEUS) (Fig. I.30)

Corresponde à interpretação efectuada sobre a composição dos perfis sísmicos S84-D3, S84-36 e UTP81-3. Inicia-se a Oeste, na plataforma, cerca de 95 km ao largo de São Pedro de Muel e desenvolve-se ao longo de 130 km; primeiro, segundo direcção NW-SE até à linha de costa, onde existe interrupção do perfil, flectindo para W-E e terminando 4 km a Este da sondagem São Mamede-1 (SM-1).

Na porção do perfil correspondente à plataforma, os principais aspectos a observar são idênticos aos do perfil anterior, para o domínio externo e o “*horst* da Berlenga”, merecendo menção especial o facto das espessuras média dos “Grés” de Silves, das Margas de Dagorda e das Camadas de Coimbra serem constantes e praticamente iguais às que se encontram sobre o *horst* da Berlenga. A únicas diferenças dignas de referência são a ocorrência de falhas com geometria lítrica no domínio externo, que afectam a quase totalidade dos sedimentos mesozóicos e o movimento sintético de ambos os compartimentos de soco limitados pelo *horst* da Berlenga.

A parte oriental do perfil representa um dos sectores mais controversos no que diz respeito à influência da halocinese na sedimentação do Jurássico médio (GUÉRY, 1984) e superior (WILSON *et al.*, 1989); a estrutura em causa é, essencialmente, o diapiro de Caldas da Rainha, parcialmente figurado no perfil. A natureza e dimensão da estrutura oblitera a geometria do soco, fundamental para se tirarem conclusões definitivas sobre o modo de implantação e a idade, que serão interpretadas de forma global com os restantes diapiros.

Apesar de não se conhecer a geometria do soco sob o diapiro de Caldas da Rainha, a geometria dos corpos sedimentares pouco difere de outros atrás analisados, em perfis onde o soco e a cobertura se encontram integralmente figurados. Neste perfil, a Formação de Brenha apresenta genericamente uma cunha em direcção a Oeste, e a base do Jurássico superior (Formações de Cabaços? e de Montejunto) outra, em direcção a Este (Fig. I.31). No primeiro caso verifica-se que a bacia, neste sector, funcionou como *half-graben* limitado a Este pelo alinhamento de Rio Maior-Porto de Mós-Reguengo do Fetal, a partir do qual a espessura da

PERFIL L-2

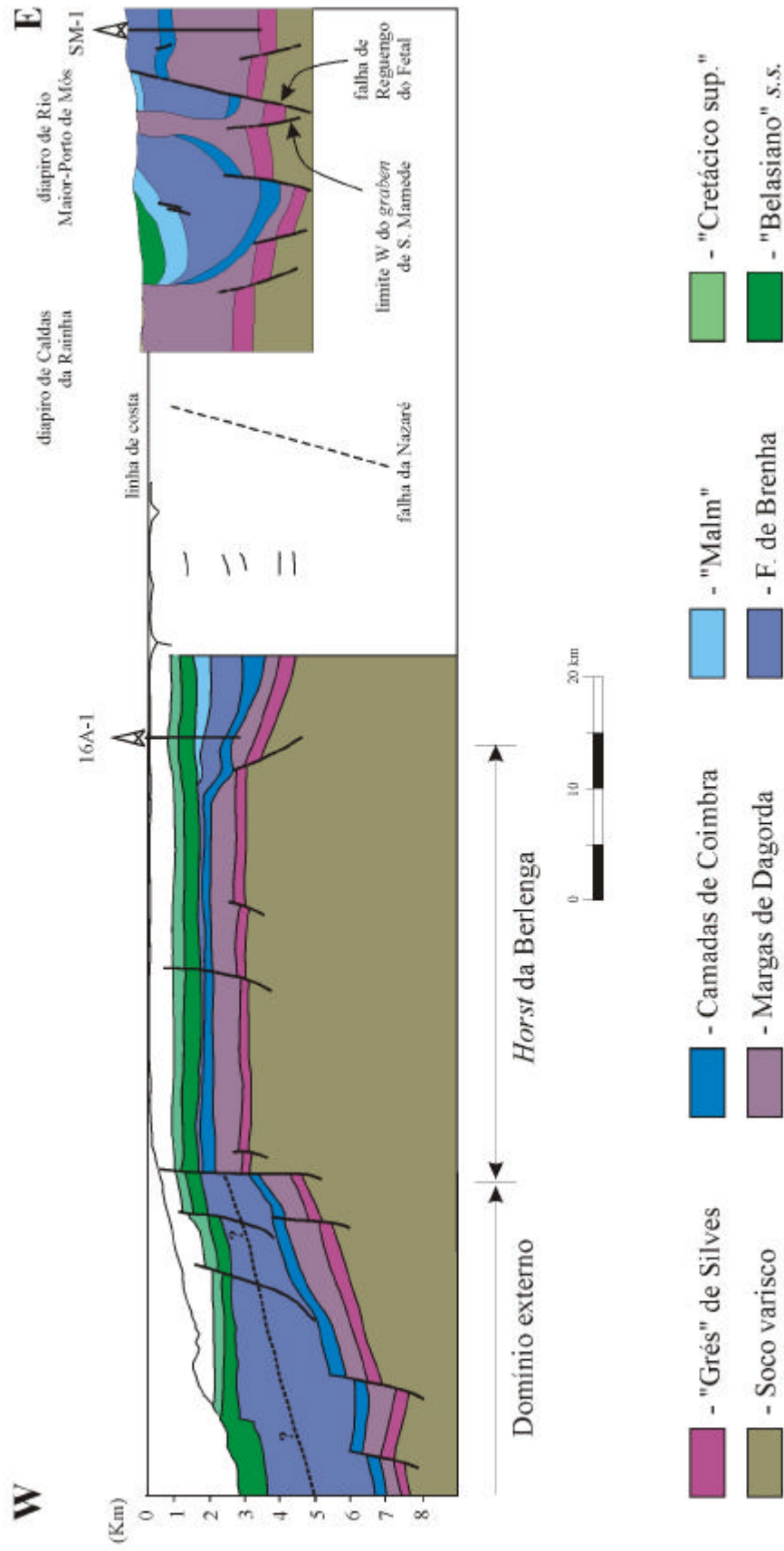


Fig. I.30 - Interpretações efectuadas a partir de perfis sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitaniana. Para localização do perfil, ver Fig. I.7. (Seg. S. LOMHOLT *et al.*, 1996)

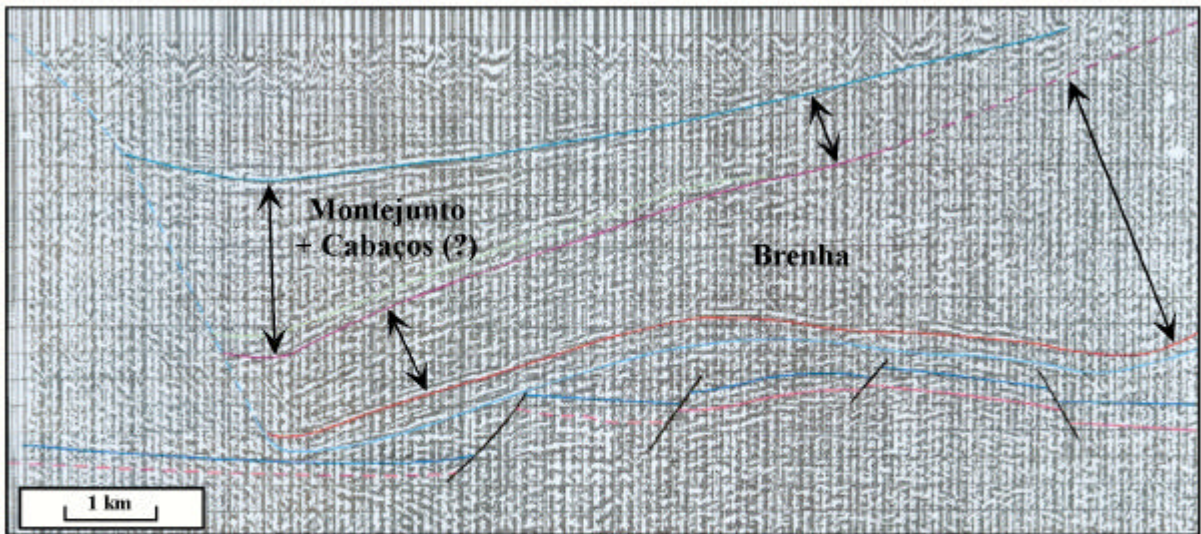


Fig. I.31 - Sección sísmica no bordo este do diapiro de Caldas da Rainha, que mostra o espessamento da Formação de Brenha em direcção a Este e das unidades inferiores do Jurássico superior (Formações de Cabaços? e Montejunto) em direcção ao diapiro (seg. E. RASMUSSEN *et al.*, 1998). As cores dos horizontes sísmicos são as utilizadas na figura I.25.

Formação de Brenha diminui bruscamente de 2100 m para 1200 m ⁽³⁾. Para o segundo caso, onde este alinhamento não terá sido relevante durante a sedimentação (discussão que se segue), o espessamento a Oeste pode ser explicado através dos modelos propostos neste trabalho e por J. KULLBERG *et al.* (1997).

Quanto ao diapiro de Rio Maior-Porto de Mós é inequívoco que trunca tardiamente a série sedimentar até o topo da Formação de Brenha, onde se observa continuidade no aumento de espessura até à falha de Rio Maior-Porto de Mós.

O prolongamento desta falha para a do Reguengo do Fetal é aqui interpretado como correspondendo à mesma falha, deslocada por zona de transferência de movimento, correspondente à falha de Mira-Minde. Outra hipótese é de se encontrar deslocada por esta última, como desligamento direito associado à compressão miocénica. Por exclusão de partes, parece-nos mais provável a primeira solução, uma vez que (Fig. I.18):

i) não existem evidências de deslocamento idêntico, à superfície, na falha de Rio Maior-Porto de Mós;

ii) se se tratar de desligamento direito, a estrutura de *pull-apart* em troço da falha de Mira-Minde (na região de Alvados) teria de ser transpressivo, quando exhibe geometria transtensiva.

⁽³⁾ = 720 m na sondagem SM-1, até o interior do Bajociano, mais 490 m para o Batoniano e Caloviano (C. Ruget-Perrot, 1961).

A complexidade das falhas presentes na região torna a interpretação sobre a evolução tectono-sedimentar regional algo difícil. No entanto, a análise da carta geológica à escala 1/50000 (folha nº 27-A), a informação coligida na bibliografia, o conhecimento de campo e a leitura da figura I.32, permitem afirmar com segurança que:

i) os compartimentos envolventes da falha de Reguengo do Fetal localizam-se dentro dos limites do *graben* soco de São Mamede, que apresenta, tal como o seu prolongamento para Noroeste, espessuras muito elevadas e constantes;

ii) a formação da falha de Reguengo do Fetal é posterior à do *graben* de São Mamede e não foi invertida pela inversão miocénica;

iii) a falha de Reguengo do Fetal, perpendicular à de Mira-Minde, separa, na Formação de Brenha, dois compartimentos com espessuras muito diferentes: 2100 m no bloco suspenso a Oeste e 1200 m no bloco de apoio a Este;

iv) a espessura do Jurássico superior, num e noutro lado da falha, não é substancialmente diferente;

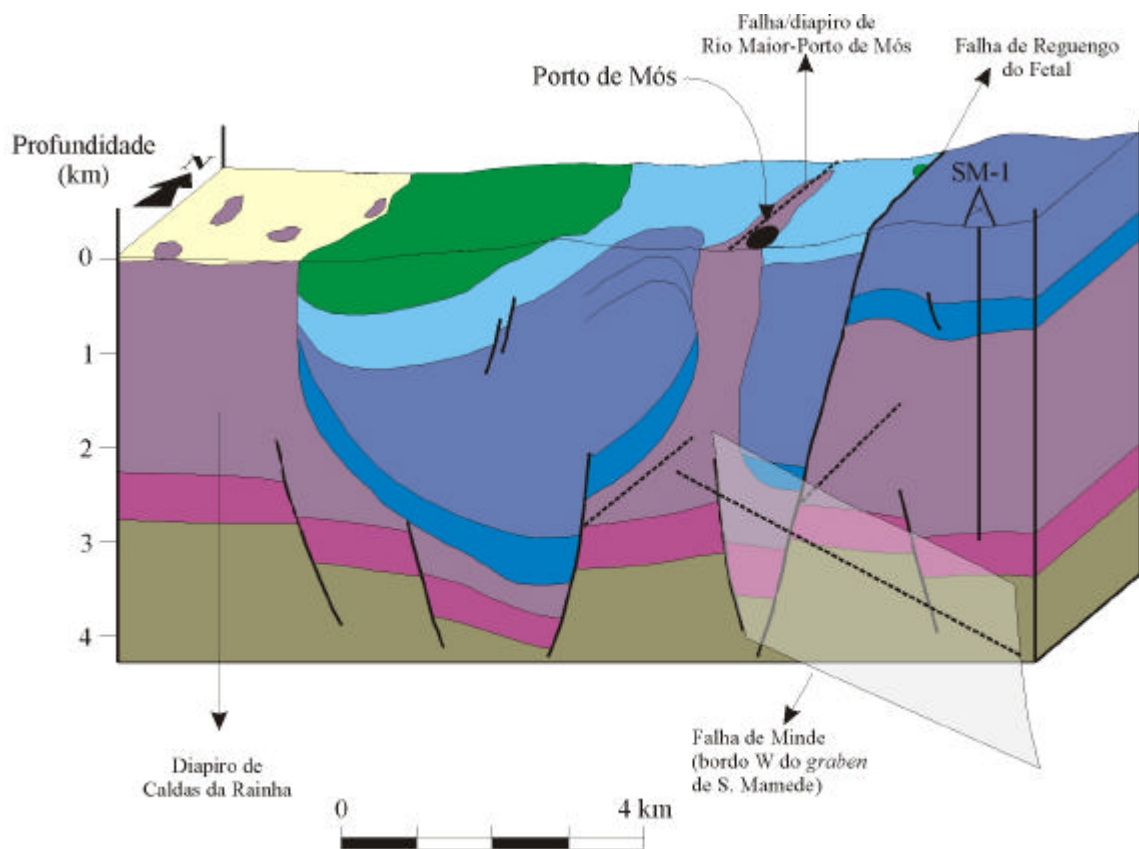


Fig. I.32 - Bloco diagrama ilustrando as relações geométricas tridimensionais entre as principais falhas presentes na região de Porto de Mós. Desenho efectuado a partir de interpretação de perfil sísmico (RASMUSSEN *et al.*, 1996) e da folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 .

v) esta falha apresenta no soco rejeito da ordem de 500 m e na cobertura 2000 m (no horizonte de referência da base da Formação de Brenha, admitindo igual espessura das Camadas de Coimbra nos dois lados da falha);

vi) na base da unidade cretácica verifica-se actualmente rejeito normal para Oeste da ordem de 200 m (cotas de 400 ± 25 m na região de São Mamede e de 200 ± 25 m na de Reguengo do Fetal);

vii) o “Belasiano” *s.s.* deposita-se concomitantemente com arrasamento da superfície topográfica pré-existente;

viii) não ocorreu diapirismo durante a deposição da Formação de Brenha;

Poder-se-á, então, afirmar que:

1) A Formação de Brenha depositou-se condicionada pela falha de Reguengo do Fetal, falha esta que afectou o soco e a cobertura (*thin e thick skinned*); desta forma, no final do Jurássico médio, o rejeito vertical, no soco, deveria ser da ordem de 900 m.

2) A diferença de espessura dos evaporitos nos dois compartimentos da falha de Reguengo do Fetal só pode ser explicada pela mobilização associada à instalação do diapiro.

3) Como actualmente o rejeito é de 500 m, teve de recuperar cerca de 400 m como falha inversa. Uma vez que não existem evidências de variações substanciais de espessura do Cretácico de um e de outro lado da falha, admite-se que, a ter havido alguma recuperação pós-cretácica, de que não existem provas de campo (nomeadamente estrias inversas no plano de falha, enquanto que estrias indicando movimento normal são frequentes), a principal recuperação do soco tem de situar-se, estratigraficamente, depois da Formação de Brenha (Jurássico médio terminal) e antes do “Belasiano” *s.s.* (intra-Aptiano).

D) PERFIS L-3 e L-3 SE Ext. (LOMHOLT *et al.*, 1996 - GEUS) (Fig. I.33A-B)

Os dois perfis, paralelos, apresentam genericamente as mesmas unidades estruturais e litostratigráficas, e a sua discussão conjunta permitirá mais facilmente estabelecer comparações entre eles.

O perfil L-3 corresponde à interpretação efectuada sobre a composição dos perfis S84-48, AR-16 e AR18-81, com orientação média W-E. Tem início na plataforma, é interrompido na proximidade da costa e atravessa as sub-bacias de Turcifal a Oeste e de Arruda a Este, separadas pelo diapiro de Matações (em profundidade) e pela sub-bacia cretácica de Runa a ele associada. O perfil termina a Este no sistema de falhas *en échelon* do vale inferior do Tejo, no bordo este da Bacia Lusitaniana, a seguir designada por falha de Vila Franca de Xira. Este último troço do perfil é paralelo e muito próximo da falha de Torres Vedras-Montejuento.

PERFIL L-3

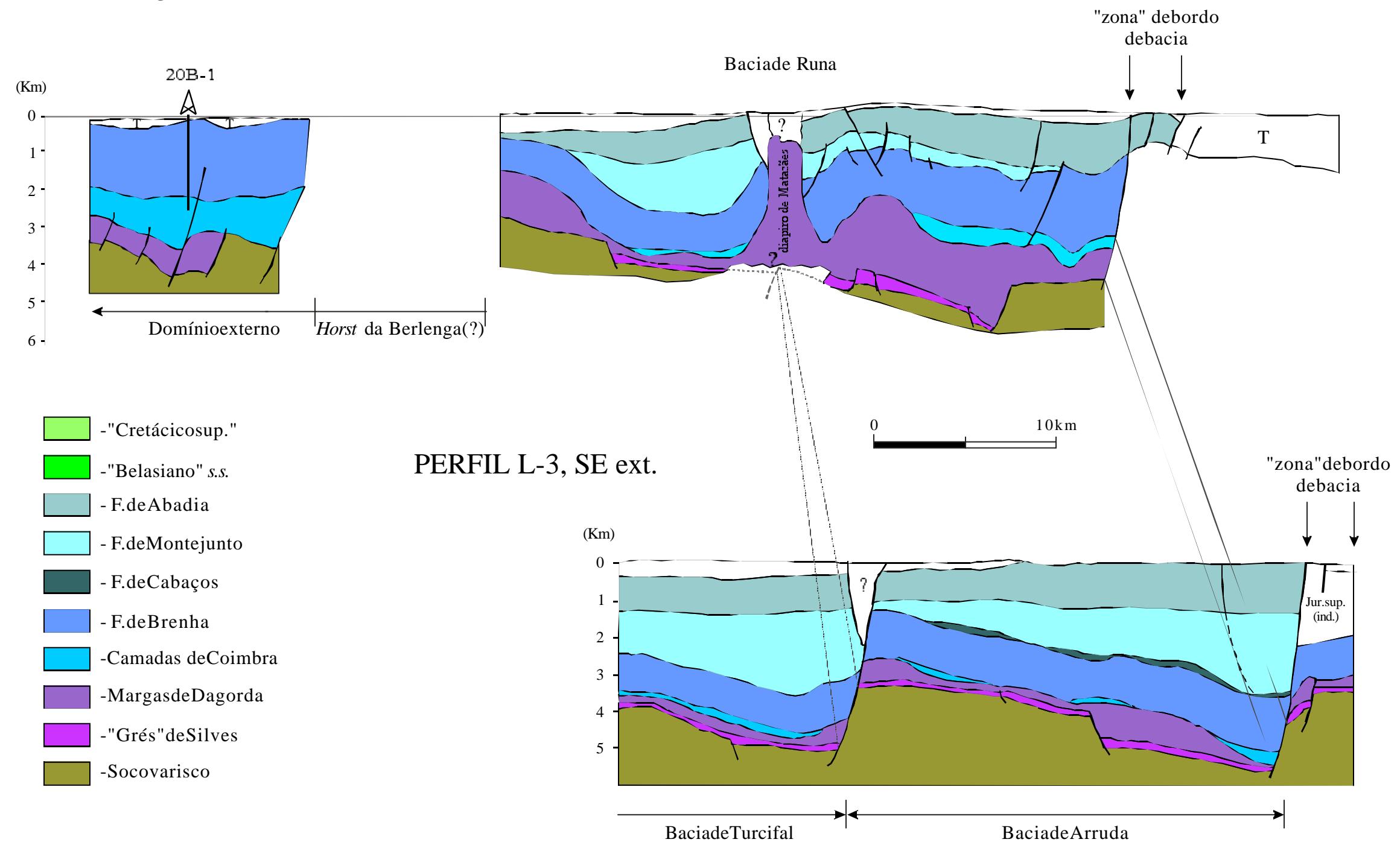


Fig. I.33 - Interpretações efectuadas a partir de perfís sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitaniana (T=Terciário). Para localização dos perfís, ver Fig. I.7. (Seg. S. LOMHOLT *et al.*, 1996)

O perfil L-3 SE Ext. (extensão), a Sul do anterior, dista deste cerca de 12 km e tem início a Oeste nas proximidades de Torres Vedras, terminando também no bordo da bacia, com orientação geral W-E.

O perfil L-3 mostra, na plataforma, estilo tectónico caracterizado por:

- i) falhas paralelas, a inclinarem para Oeste;
- ii) compartimentação em blocos de dimensão muito uniforme, da ordem de 2 km de largura;
- iii) ausência de movimentação de sal.

Estes aspectos são completamente distintos dos observáveis no interior da bacia e são semelhantes aos observados noutros perfis para o domínio externo. Se assim fôr, o *horst* da Berlenga dificilmente terá expressão (pelo menos actual) nesta área (cf. Fig. I.3), a menos que se encontre muito próximo da linha de costa, com orientação diferente da existente a Norte da falha de Nazaré, ou que tenha sofrido deslocamento horizontal a partir desta falha.

Pelo menos no sector central da bacia, durante o Jurássico superior, é inequívoca a presença de relevo estrutural na margem. Na parte mais setentrional deste sector os acarreios detríticos com clastos do soco são importantes (*vide p. ex.:* GUÉRY, 1984; QUESNE, 1989; WILSON *et al.*, 1989), bem como, na meridional, no sector de Sintra-Cascais, fluxos detríticos carbonatados provenientes de Oeste (ELLIS, 1984). No Gargasiano-Turoniano voltam a ser referenciadas unidades detríticas com direcções de corrente de ocidente para oriente (REY, 1972, 1979; BERTHOU *et al.*, in RIBEIRO *et al.*, 1979), desde Torres Vedras até Cascais.

Na parte comum dos perfis (em termos estruturais, litostratigráficos e de localização) alguns aspectos há a realçar:

i) O soco apresenta geometria semelhante nas porções interpretadas; sob o diapiro de Matacães, por razões conhecidas, não se apresenta figurado. Como a Formação de Montejunto apresenta forte espessamento a Oeste da estrutura diapírica, assumindo o modelo agora proposto, é de considerar a existência de *graben* sob a zona espessada (Fig. I.34).

ii) No primeiro perfil, o diapiro não provoca mudança de espessura das unidades que afecta, truncando tardiamente todas as unidades litostratigráficas figuradas. A “soldadura” (*weld*) verificado a Oeste do diapiro está-lhe intimamente associado, verificando-se que a maior parte do material evaporítico migrado teve proveniência deste sector. O facto de se situar no bordo de um *graben* pode ter favorecido esta situação, à semelhança daquilo que se observa em vários sectores de perfis anteriormente analisados.

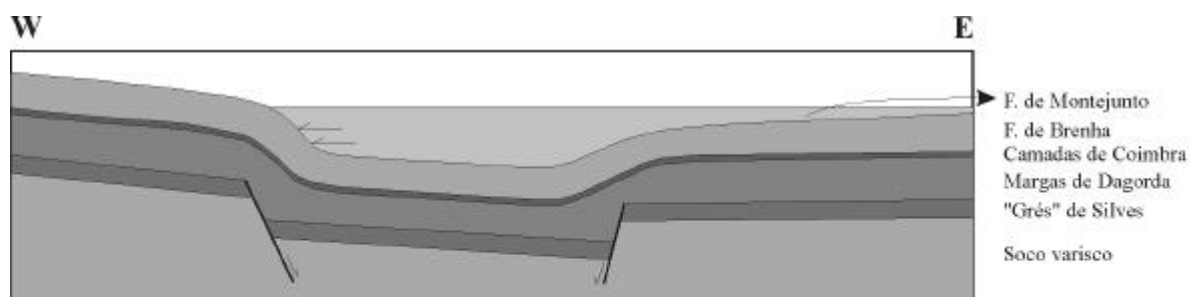


Fig. I.34 - Representação esquemática do enquadramento tectono-sedimentar aquando da deposição da Formação de Abadia. Sugere-se a existência de *graben* onde a Formação de Brenha se terá adaptado ductilmente à depressão estrutural, de forma a originar uma maior subsidência compensada pela deposição da Formação de Montejunto, em *onlap*, no lado Oeste (setas horizontais).

iii) Quanto à Formação de Brenha, é observável, em ambos os perfis, aumento progressivo de espessura em direcção a Este, ou seja, o bordo da bacia; o aumento é maior no perfil a Norte. Neste, a Formação de Brenha encontra-se flexurada para o interior da bacia na parte ocidental; outra flexura simétrica desta, observa-se no limite este da bacia, no perfil L-3 SE ext.. Esta dupla flexura, que se inicia no Jurássico superior, propicia a formação de espaço de acomodação para a unidade sobrejacente, a Formação de Montejunto.

iv) A Formação de Montejunto deposita-se no lado oeste contra relevo da unidade anterior, em depressão formada concomitante à deposição; é mais espessa no interior do *graben* considerado, localizado na sub-bacia de Turcifal e reduz progressivamente de espessura até desaparecer completamente antes de atingir a falha de Vila Franca de Xira, na sub-bacia de Arruda. No perfil sul esta configuração apresenta características diferentes, quanto à geometria, mas idênticas quanto à individualização de duas sub-bacias. Ambas apresentam geometria em cunha, claramente associadas a dois *half-grabens* limitados por falhas submeridianas:

- a primeira, a falha de Runa, que separa as duas sub-bacias, com rejeito superior a 1500 m no soco, que se propaga para a cobertura sedimentar com igual rejeito na base da Formação de Montejunto; os rejeitos idênticos apontam para que a falha seja “neo-formada”;

- a segunda, que se encontra na proximidade do bordo da bacia, pertence ao sistema complexo de ligação entre as falhas de Setúbal-Pinhal Novo e de Arrife.

A primeira falha não rejeita nem influencia a geometria das formações sobrejacentes (Abadia e Lourinhã), pelo que, do ponto de vista estritamente tectónico, as duas sub-bacias apenas têm existência individualizada até o final do Oxfordiano.

v) Comparando a geometria proposta para a falha de Runa, tudo aponta para que tenha um *tip point* próximo da falha de Torres Vedras-Montejunto (cf. Fig. I.3) e aumente progressivamente de rejeito para Sul, a nível do soco., Enquanto o rejeito não é muito elevado, as unidades da cobertura acomodam-no por flexão; onde atinge grandes dimensões a ruptura propaga-se para os sedimentos da cobertura. Outras duas hipóteses, igualmente válidas, podem ser colocadas: diferença de espessura nas Margas de Dagorda (maior espessura a Norte) e/ou diferença de taxa de deslocamento (maior a Sul do que a Norte).

vi) A Formação de Abadia apresenta geometria genericamente simples, aparentemente em *graben*, entre os bordos este e oeste da Bacia Lusitaniana. O movimento no bordo oriental terá sido mesmo assim mais importante, uma vez que a formação apresenta tendência geral para espessamento nesta direcção. No pormenor, contudo, apesar de não se encontrar figurado o bordo oeste, regista-se espessamento anómalo desta formação, demonstrado na sondagem Arruda-1; aqui foram perfurados mais de 2100 m na Formação de Abadia. C. MONTENAT *et al.* (1988) e R. LEINFELDER & R. WILSON (1989) propõem modelos distintos para justificar este grande aumento local da espessura. Partindo da parte meridional do perfil sísmico AR9-80 (Fig. I.35A), os primeiros autores consideram que se trata de um leque submarino profundo que ravina as unidades subjacentes até a Formação de Brenha, baseados na geometria distinta dos reflectores na base do intervalo estratigráfico em causa (Fig. I.35B). Os segundos autores interpretam-no como uma zona afectada por falha antitética relacionada com a falha do bordo, baseados na geometria amalgamada dos reflectores localizados sob a Formação de Abadia (Fig. I.35C).

Os argumentos geométricos relacionados com o perfil sísmico parecem válidos em ambos os trabalhos. Contudo, a proposta dos segundos autores, que inclui geometria em *flower structure*, não é convincente por várias razões:

- i) não se compreende como é que este tipo de falha, que implica contexto cinemático transcorrente, pode ser considerada como antitética à do bordo, que é distensiva;
- ii) a geometria da *flower structure* proposta é transpressiva, nem sequer transtensiva;
- iii) a geometria sobre a estrutura não é compatível com a anomalia observada nos horizontes.

A objecção que se coloca em relação ao modelo de C. MONTENAT *et al.* (1988) é a de não se compreender como é que um sistema profundo de leques aluviais ravina cerca de metade da cobertura sedimentar anterior, porque se se trata de um local estruturalmente deprimido (o interior da bacia):

- a) a erosão, antes da deposição, não parece provável;

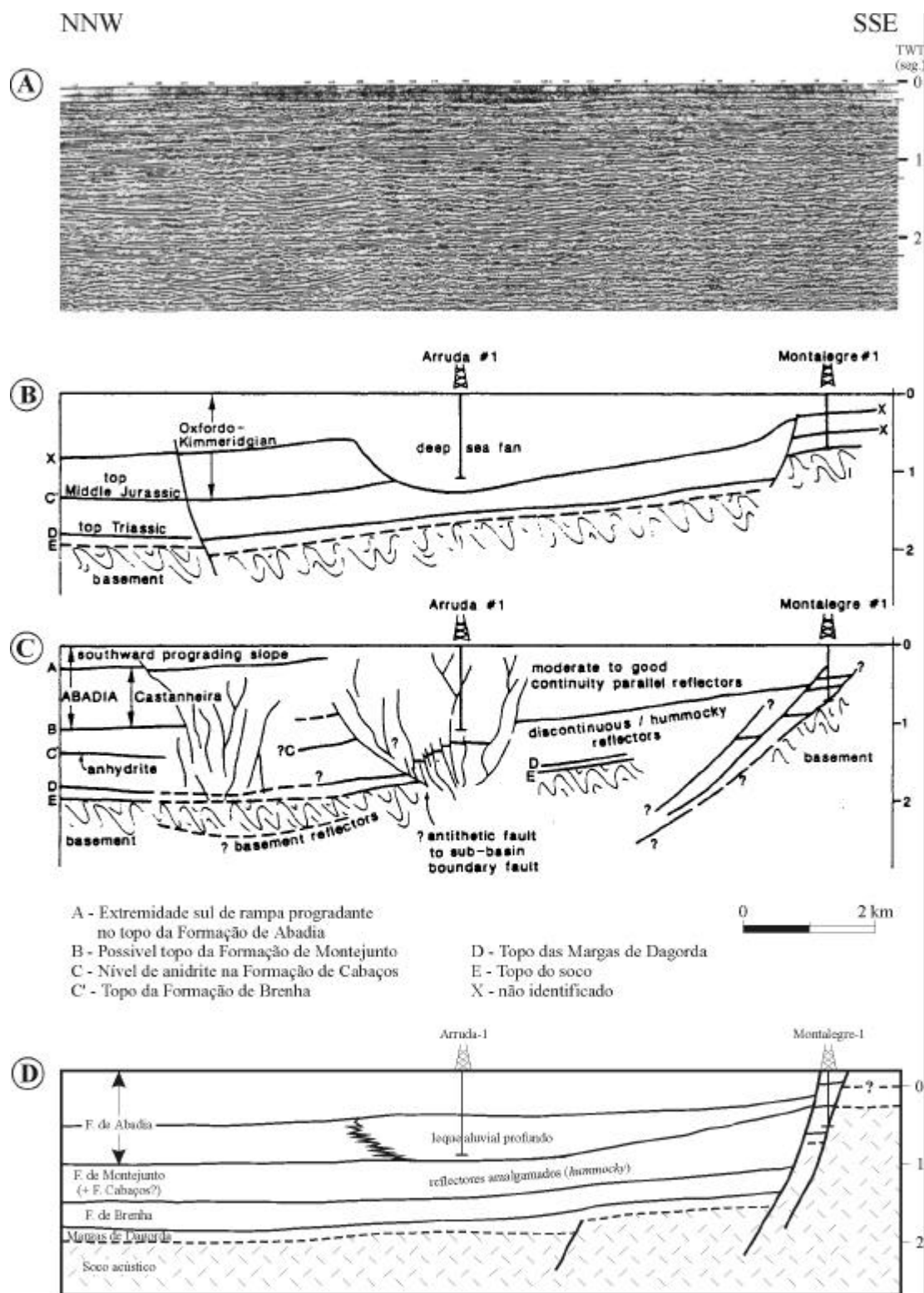


Fig. I.35 - A) Parte meridional da linha sísmica AR9-80 (escala vertical em segundos, *Two Way Time*); B) Interpretação de C. MONTENAT *et al.*, 1988; C) Interpretação de R. LEINFELDER & R. WILSON, 1989; D) Interpretação proposta. Ver texto para explicações pormenorizadas. (Mod. de R. LEINFELDER & R. WILSON, 1989).

b) não se compreende para onde se terão deslocado, e depositado, os materiais retirados ao fundo.

Partindo dos mesmos constrangimentos relativamente aos horizontes no perfil sísmico, propõe-se interpretação diversa (Fig. I.35D).

Os reflectores considerados por C. MONTENAT *et al.* (1988) como amalgamados, e descontínuos (*hummocky*) segundo R. LEINFELDER & R. WILSON (1989), consideram-se como resultantes de escorregamentos gravíticos (*mega-slumps*), com olistólitos e colapsos sinsedimentares; aliás, os primeiros autores referem que estes escorregamentos são frequentes no Oxfordiano-Kimmeridgiano, sendo gerados após selagem de paleoescarpas de falhas do Dogger, ou seja, concomitantes da deposição da Formação de Montejunto. Quanto ao leque aluvial profundo, localizado na metade inferior da Formação de Abadia, interpreta-se como tendo eixo subperpendicular ao perfil, e sendo proveniente de rampa de ligação (*relay ramp*) situada a Nordeste (*vide* modelo na figura I.9B). Lateralmente, a formação passa aos níveis característicos, mais distais.

I.6 – Diapirismo

I.6.1 – CONCEITOS E MODELOS

J. WARREN (1999) define diapiro salino como estrutura salina com contactos discordantes com os sedimentos encaixantes. Considera que o termo “tectónica salina” (*salt tectonics*) abrange as noções de fluência de sal, os movimentos de sal transestratais e a formação de almofadas de sal e de diapiros. Reserva o termo “halocinese”, como restrição do termo anterior, para movimentos de sal produzidos por libertação de energia potencial gravítica, sem intervenção significativa de forças tectónicas orientadas.

Os diapiros não têm necessariamente de ser compostos por sal (halite, gesso ou outros sais evaporíticos); podem ser compostos por argila, serpentinito ou outros materiais menos densos que os da cobertura.

A maioria das províncias estruturais salinas encontram-se em margens continentais associadas a processos de *rifting*; a distensão, acumulação de sedimentos e subida das linhas geotérmicas nas fases precoces, favorecem o diapirismo.

Os primeiros estudos de diapirismo remontam ao século XIX e, desde então, vários modelos sobre a sua génese e evolução têm sido criados e abandonados. Nas décadas precedentes aos anos 90 (“a era fluida” segundo JACKSON, 1995) prevaleceram os modelos de instabilidade de Rayleigh-Taylor, dominados pelos contrastes de densidade e de viscosidade entre o nível de sal e a cobertura. Na última década (“era frágil”, segundo o mesmo autor) assistiu-se a um aumento substancial de publicações sobre a matéria e, com ele, o reconhecimento de dois mecanismos principais despoletadores do movimento do sal: a distensão e a carga diferencial de sedimentos depositados em prismas progradantes de plataforma.

Para M. JACKSON *et al.* (1994a), em regime distensivo, o sal pode “perfurar” a cobertura segundo três modelos (Fig. I.36):

i) Reactivo – o diapiro forma-se por reacção, ocupando o espaço criado por falhas extensionais na cobertura. A distensão reflecte tipicamente os processos tectónicos regionais, pelo que não é provocada pelo diapiro. A ascensão de sal, neste caso, pode iniciar-se independentemente da espessura, litologia e densidade da cobertura (VENDEVILLE & JACKSON, 1992a).

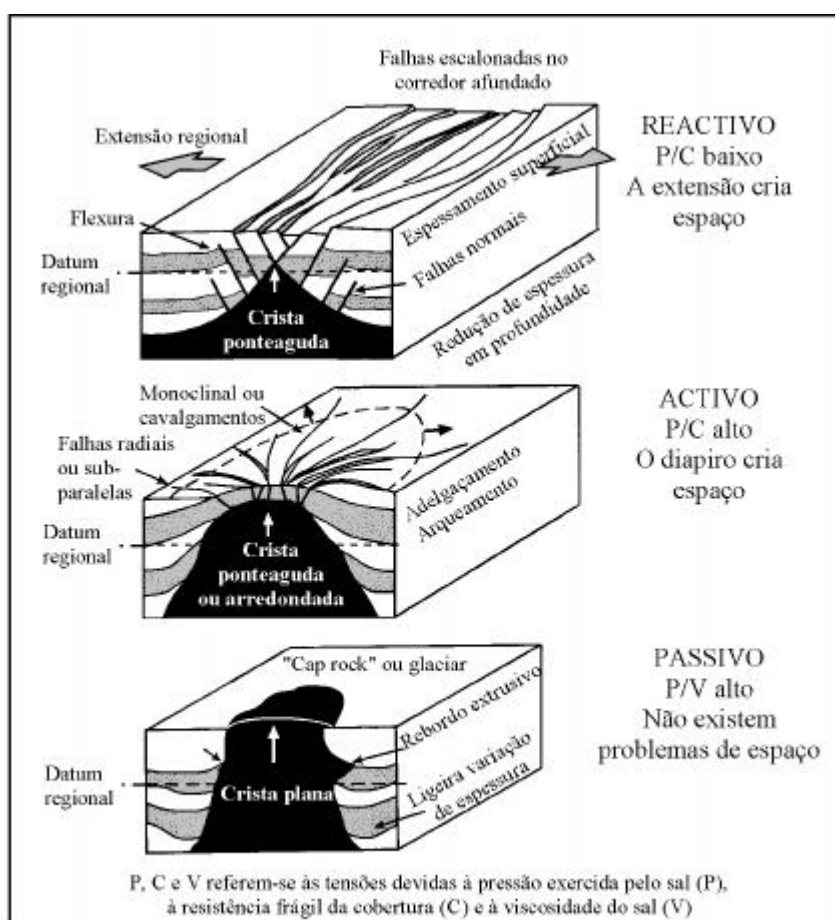


Fig. I.36 - Três modelos de perfuração de diapiros (a preto) e estruturas associadas. O datum regional corresponde à base original do nível cinzento superior (seg. M. JACKSON *et al.*, 1994a).

ii) Activo – o diapiro força a sua ascensão, “obrigando” a cobertura a abrir espaço para a sua ascensão, empurrando-a e afastando-a. Segundo J. WARREN (1999), este estilo de intrusão forçada só é possível se a cobertura sobrejacente for pouco espessa e a pressão do sal exceder a sua resistência frágil. Para que esta situação ocorra, M. JACKSON *et al.* (1994b) afirmam que a espessura da cobertura não deverá exceder 20% da espessura total da unidade evaporítica; no entanto, um diapiro uma vez iniciado desta forma, perfurará todas as unidades sedimentares que o venham a recubrir (*ibid.*);

iii) Passivo – ocorre quando um diapiro emerge e flui à superfície. Neste caso, à medida que o tronco do diapiro se eleva, os sedimentos adjacentes e o nível de origem entram em subsidência. À superfície, o diapiro forma uma elevação topográfica onde, no topo, se formam finas camadas de sedimentos (*cap rock*), sujeitas a erosão e acumulação na sua periferia.

Estes três processos de formação de diapiros podem combinar-se em sequência evolutiva.

Quanto ao diapirismo por carga diferencial, é gerado pela carga lateral provocada pela progradação de espessos prismas sedimentares sobre níveis de sal. Desde D. WORRAL & S. SNELSON (1989) este modelo começou a ser considerado como fundamental nos movimentos de sal no Golfo do México. Em modelos experimentais desenvolvidos por H. GE *et al.* (1997) foi demonstrada a importância deste mecanismo como precursor da formação de lâminas de sal alóctone. Este modelo foi desenvolvido sob condições isentas de extensão ou contração.

O diapirismo em regime tectónico compressivo encontra-se menos documentado na bibliografia mesmo a nível de modelos analógicos. Segundo M. JACKSON & C. TALBOT (1994) a tectónica salina em contração requer que a tensão mínima principal ou a intermédia tenham de ser verticais, criando, respectivamente, condições de encurtamento ou transpressivas.

Podem existir três enquadramentos estruturais diferentes, passíveis de gerar diapiros em regime predominantemente compressivo (LETOUZEY *et al.*, 1995) (Fig. I.37):

i) sistemas de escorregamento gravítico sob encurtamento na respectiva frente (p. ex.: Golfo do México) (Fig. I.37A);

ii) orógenos com deformação pelicular no antepaís (p. ex.: Jura Europeu e Zagros) (Fig. I.37B);

iii) bacias invertidas com envolvimento de soco (WARREN, 1999, cita exemplos nas bacias pérmicas do Mar do Norte) (Fig. I.37C).

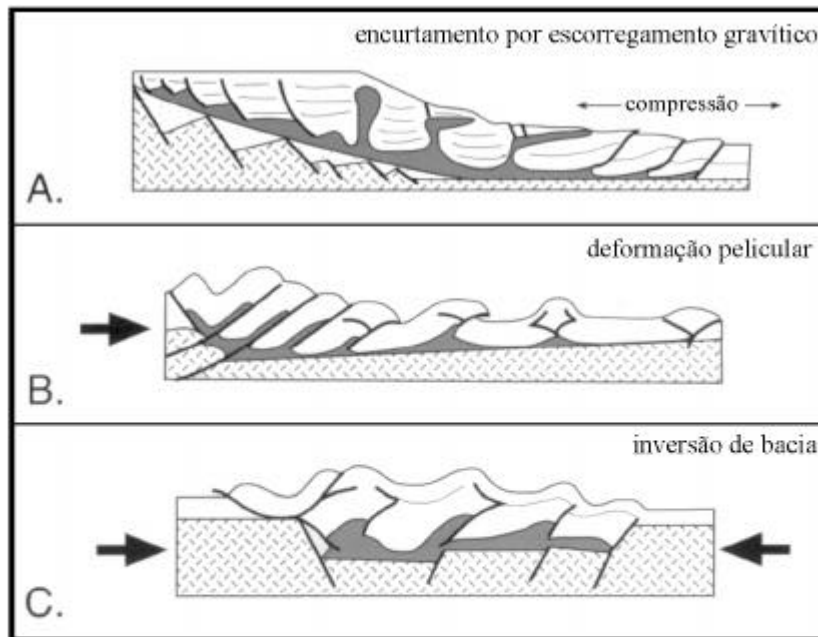


Fig. I. 37 - Tectónica salina em regime compressivo. A) Escorregamento gravítico em talude continental, sem envolvimento de soco, que produz empilhamento de blocos na frente do talude. O nível de descolamento é o do sal. B) Deformação pelicular (*thin skinned*) na frente de orógeno, envolvendo descolamentos no nível de sal. C) Bacia intra-cratónica invertida. O mecanismo iniciador é a contracção regional, perpendicular ou oblíqua a *grabens* pré-existentes (LETOUZEY *et al.*, 1995).

Segundo J. LETOUZEY *et al.* (1995) a inversão de *grabens* é frequente em bacias intracratónicas. Sob encurtamento regional, perpendicular ou oblíquo às estruturas anteriores, a inversão força a subida dos compartimentos anteriormente deprimidos (Fig. I.38). Nos casos em que a tensão máxima principal é perpendicular às antigas estruturas distensivas representadas por falhas normais de elevado ângulo, a maior parte da inversão é acomodada por dobramento e não por reactivação das falhas pré-existentes. Podem formar-se, assim, cavalgamentos de baixo ângulo; estes encontram-se enraizados em nível de descolamento originado no topo do bloco de soco que está a sofrer levantamento, podendo desta forma decepar os anteriores planos de falha. Nos casos em que a compressão é oblíqua às falhas normais anteriores, estas serão reactivadas com componente de desligamento; para além das estruturas atrás descritas, podem ainda formar-se falhas *en échelon*, sintéticas às antigas falhas normais do soco.

Em modelos experimentais, o nível viscoso analógico de sal não rompe as cristas dos anticlinais (VENDEVILLE & JACKSON, 1992b); ele permanece em contacto estratigráfico normal, e apenas se verifica espessamento do núcleo do anticlinal, ou injeção nos planos de cavalgamento. Esta observação já foi verificada em casos reais, como o das “Salt Ranges” do Paquistão (BAKER *et al.*, 1988). Daqui se conclui que, em regime compressivo, o sal tem

extrema dificuldade em perfurar coberturas espessas e com comportamento frágil (WARREN, 1999).

O aumento da temperatura provocada por exemplo, pelo gradiente geotérmico, pode ter efeitos importantes no diapirismo (WARREN, 1999). A uma profundidade de 5 km, com gradiente geotérmico normal de 30°C/km, a halite expande 2% e contrai 0,5% devido à pressão. Desta forma, uma camada de sal torna-se ligeiramente menos densa, o que aumenta o gradiente inverso de densidades. Este mecanismo pode ser também precursor (*triggering mechanism*) do diapirismo, como o demonstrou J. TALBOT (1978) em *rifts* preenchidos por sal, caracterizados por temperaturas elevadas próximo da superfície e elevados gradientes geotérmicos.

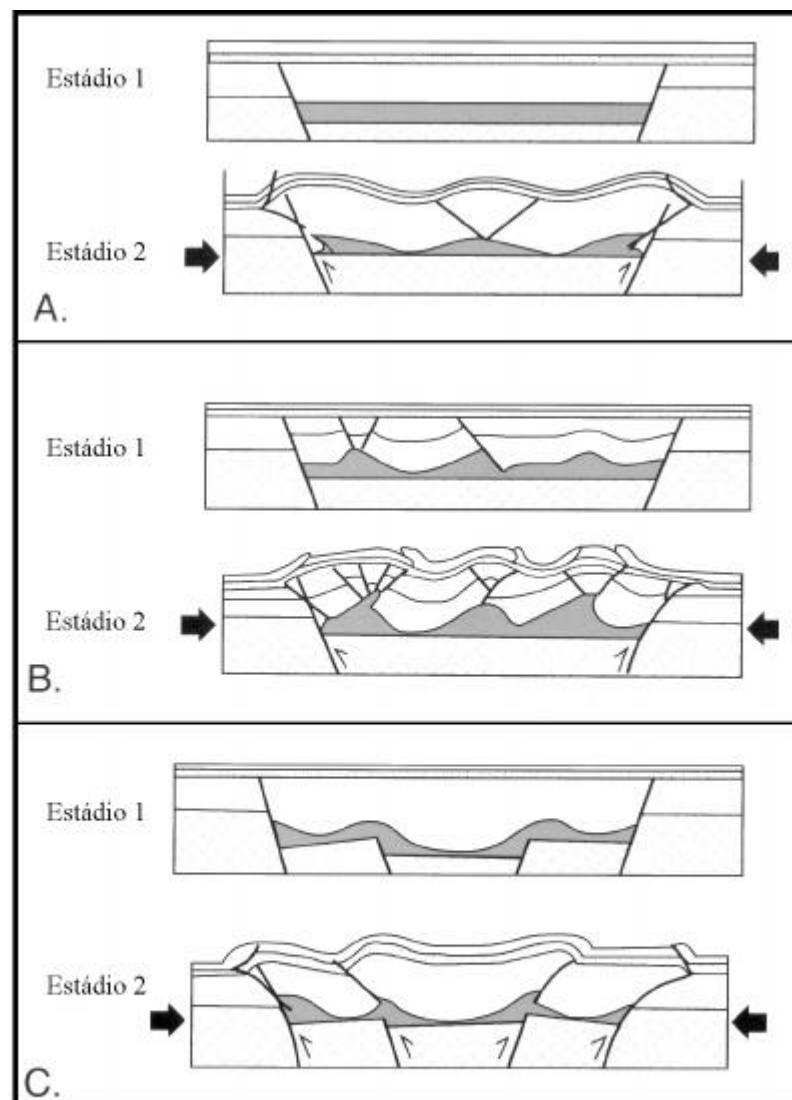


Fig. I.38 - A evolução estrutural de um *graben* de soco invertido está dependente das estruturas pré-existentes no *graben* (nível evaporítico a cinzento). A) Nos níveis homogêneos desenvolvem-se dobras e *short-cut faults*. Os eixos das dobras são perpendiculares à compressão. B) As dobras e cavalgamentos desenvolvem-se a partir de estruturas pré-existentes no nível evaporítico. C) A localização das dobras e cavalgamentos está dependente da reactivação das falhas do soco (adapt. de J. LETOUZEY *et al.*, 1995).

I.6.2 – DIAPIROS SALINOS NA BACIA LUSITANIANA

Na Bacia Lusitaniana inúmeros diapiros afloram à superfície; a maioria, e os de maior dimensão, localizam-se a Norte da falha de Torres Vedras-Montejunto, ao longo das direcções NNE-SSW, a Sul e a Norte da falha da Nazaré, e NNW-SSE a NW-SE, a Norte desta falha (Fig. I.39).

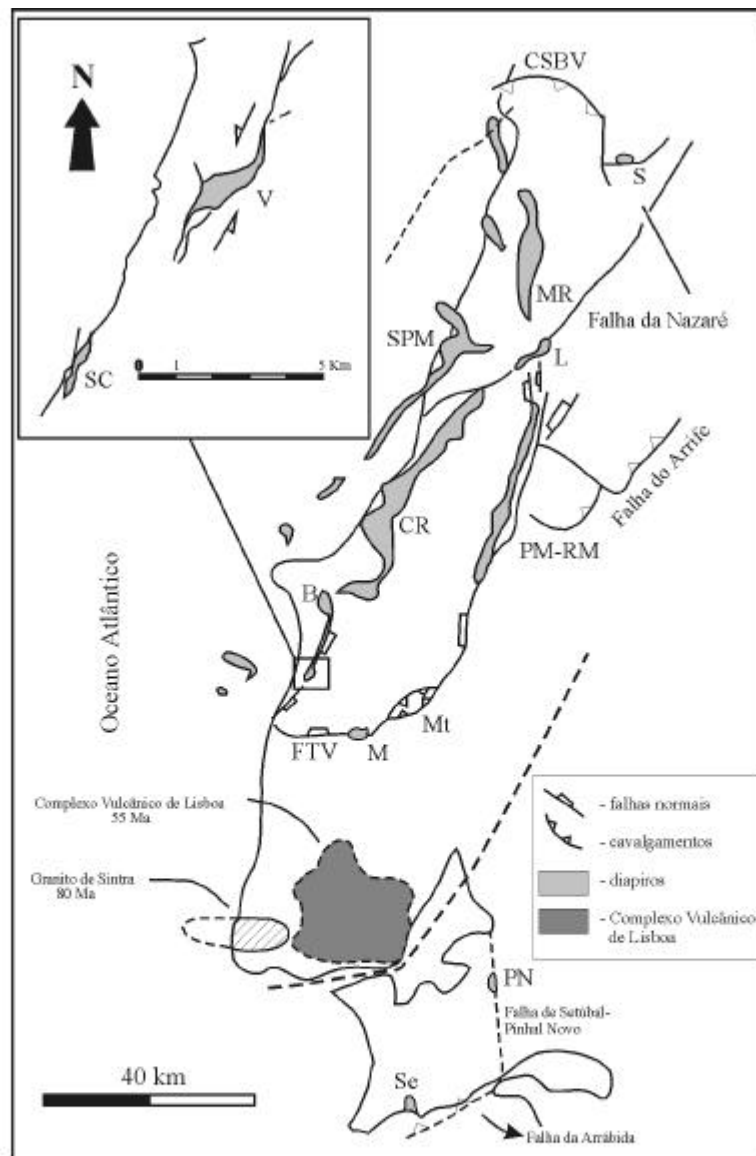


Fig. I.39 - Localização de diapiros na Bacia Lusitaniana (a preto) e outras estruturas da Bacia Lusitaniana. Estão também assinaladas as localizações do maciço ígneo de Sintra e do Complexo Vulcânico de Lisboa.

B - diapiro de Bolhos; **CR** - diapiro de Caldas da Rainha; **CSBV** - cavalgamento da Serra da Boa Viagem; **FN** - falha da Nazaré; **FS-PN** - falha de Setúbal-Pinhal Novo; **FTV** - falha de Torres Vedras; **L** - diapiro de Leiria; **M** - diapiro de Matacães; **MR** - diapiro de Monte Real; **Mt** - *pop-up* de Montejunto; **PM-RM** - diapiro de Porto de Mós-Rio Maior; **PN** - diapiro de Pinhal Novo; **S** - diapiro de Soure; **SC** - diapiro de Santa Cruz; **SPM** - diapiro de S. Pedro de Muel; **V** - diapiro do Vimeiro. (In RIBEIRO *et al.*, 1996).

A unidade responsável pelo diapirismo é a de Margas de Dagorda, compostas genericamente por argilas evaporíticas, que apresentam por vezes grandes espessuras de halite maciça (p. ex: sondagem de São Mamede-1 e diapiros de Monte Real e Rio Maior onde, nos últimos casos, o sal é extraído em profundidade com fins económicos). O gesso é também um componente importante das Margas de Dagorda de tal forma que é, ou foi, explorado economicamente (p. ex: Soure e Sesimbra).

Várias destas estruturas encontram-se interpretadas em perfis sísmicos de reflexão, que foram, nalguns casos, figurados no subcapítulo anterior.

Apresenta-se seguidamente breve descrição, de Norte para Sul, do enquadramento geológico local de vários diapiros reconhecidos na Bacia Lusitaniana, a larga maioria aflorantes.

A) DIAPIRO DE SOURE

As Margas de Dagorda afloram à superfície, constituindo o núcleo de estrutura anticlinal, alongada segundo ENE-WSW. A recobrir parcialmente o núcleo encontram-se os Arenitos de Carrascal (equivalentes aos "Grés do Belasiano" de CHOFFAT, 1900, *in* ROCHA *et al.*, 1981) que, nos flancos da dobra não perfurada pelos evaporitos, a Este, apresentam discordância angular notável com o Jurássico médio.

No limite do núcleo diapírico com o encaixante, e no Liásico do encaixante, afloram filões doleríticos (Fig. I.40B). A datação obtida por M. Ferreira & C. Macedo (1983) de 165 ± 3 M.a. é questionada pelos autores do trabalho, uma vez que o filão se encontra muito alterado. O elevado estado de alteração do referido corpo ígneo é já indicado por R. ROCHA *et al.* (1981) que referem encontrar-se quase totalmente reduzido a um solo; esta observação é confirmada por L. MARTINS (1991) e L. PINHEIRO *et al* (1996) que põem em causa a idade obtida.

Observando o enquadramento regional a outra escala (1/500 000) (Fig. I.40A), verifica-se que o diapiro se encontra limitado a Oeste pelo alinhamento de uma falha, sistema de falhas, ou alinhamento estrutural, com orientação NW-SE e comprimento de 35 a 40 km. Esta falha tem a extremidade sudeste (*tip point*) localizada no Rio Nabão e apresenta continuidade cartográfica até a região de Sicó, a partir da qual se encontra recoberta por depósitos terciários; ela volta a aflorar a Sul da povoação de Soure, afectando as unidades mesozóicas, seguindo-se-lhe um alinhamento bem marcado das camadas do Cretácico. O principal facto para o qual se chama a atenção é o de, a Este desta falha/sistema de falhas/alinhamento, não se encontrarem afloramentos de Jurássico superior, pois o Cretácico

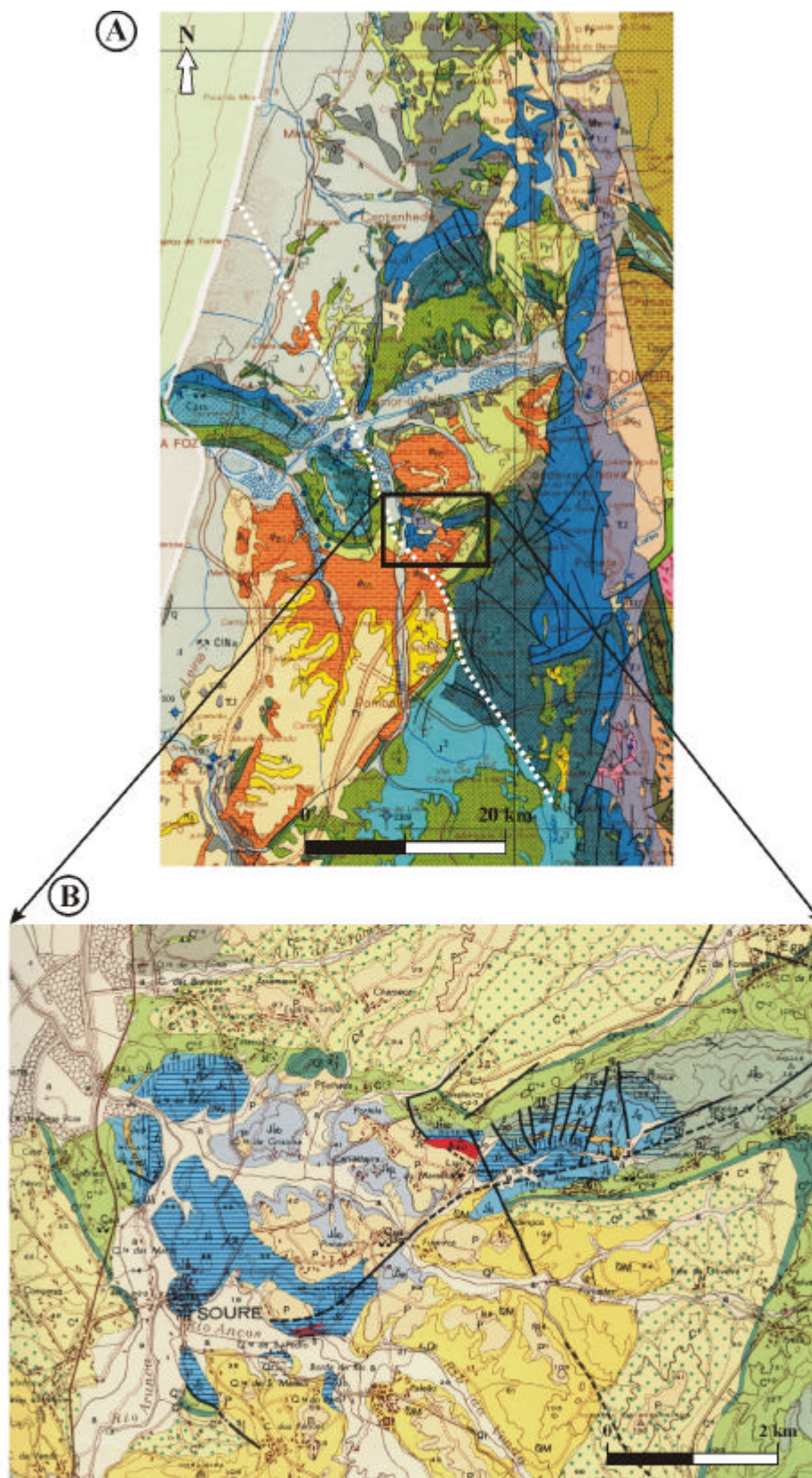


Fig. 1.40 - A) Enquadramento regional do diapiro de Soure; de notar a ausência de afloramentos do Jurássico superior a Este do alinhamento marcado a pontado. B) Pormenor da cartografia da área do diapiro, onde se salienta o recobrimento do núcleo por unidades do Cretácico e o prolongamento da estrutura em anticlinal, para Este, não inteiramente perfurado pelo diapiro. A discordância do Cretácico é, aqui, também evidente (diferença de inclinações no flanco sul. Reprodução parcial das Cartas Geológicas à escala 1/500000 (A) e 1/50000 (B).

assenta sempre sobre unidades mais antigas (Dogger, Liásico, Triásico, soco), normalmente em discordância angular.

Outro aspecto que importa reter é o de, para Oeste deste alinhamento e a Norte da falha da Nazaré, as unidades do Jurássico superior, em especial os Arenitos de Boa Viagem (ROCHA *et al.*, 1981 = “Grés” Superiores), para além de “assentarem em discordância estratigráfica sobre os terrenos subjacentes”, apresentam aumento de espessura, mais ou menos progressivo, até atingirem máximo aflorante na região do Cabo Mondego.

B) DIAPIRO DE MONTE REAL

À superfície, as Margas de Dagorda afloram descontinuamente e com áreas relativamente reduzidas, devido à cobertura por depósitos recentes, pliocénicos e quaternários. Como as suas espessuras são reduzidas, possibilitam a cartografia de retalhos da unidade evaporítica ao longo de uma faixa com orientação NNE-SSW, desenvolvida a Norte de Leiria e da falha da Nazaré. Este diapiro encontra-se sobre o *graben* de soco atrás designado com o mesmo nome.

A Norte de Monte Real encontram-se afloramentos do Cretácico que, por comparação com os descritos no diapiro de Soure, poderão ser dos atribuídos ao “Belasiano” *s.s.*; tal como em Soure, estes afloramentos parecem encontrar-se assentes sobre as Margas de Dagorda. Os afloramentos que expõem o contacto dos evaporitos com o encaixante mostram, segundo a cartografia (folhas 23-A e 23-C da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000), contacto por falha. Na região do Souto da Carpalhosa a falha contacta com os referidos grés.

Também como em Soure, afloram corpos ígneos de composição dolerítica ou gabrítica, genericamente considerados por M. Ferreira e C. Macedo como domas ou criptodomas.

C) DIAPIRO DE S. PEDRO DE MUEL

Tal como o diapiro de Monte Real encontra-se genericamente coberto por sedimentos recentes. Apresenta-se alongado segundo direcção NNE-SSW e, junto à costa, cerca de 1,5 km a Sul da Praia de Nossa Senhora da Vitória, a mesma unidade do Cretácico parece ter um contacto do tipo referido nos diapiros anteriores. Apesar da extensa cobertura plio-quaternária afloram alguns filões de doleritos e andesitos (ZBYSZEWSKI & ASSUNÇÃO, 1965a).

Trabalho recente (RIBEIRO & CABRAL, 1998) descreve estruturas de deformação contemporâneas dos sedimentos plio-quaternários, resultantes da acomodação, em regime transpressivo, de compressão com direcção NNW-SSE a NW-SE.

D) DIAPIRO DE LEIRIA

É uma estrutura alongada segundo direcção NE-SW, paralela à falha da Nazaré, e desenvolvida no bloco meridional. A cartografia mostra contacto por falha com todas as unidades encaixantes (Dogger, Malm e Cretácico inferior, equivalente do citado para os diapiros descritos anteriormente). Segundo C. TEIXEIRA & G. ZBYSZEWSKI (1968), “o Portlandiano é transgressivo no flanco oriental do diapiro de Leiria, assentando directamente sobre o Lusitaniano, sem interposição do Pteroceriano”. O “Portlandiano” e o “Pteroceriano” são genericamente equivalentes, respectivamente das Formações de Lourinhã e Alcobaça, aqui utilizadas.

Centrada em torno de Pousos encontra-se uma cuvette subcircular, cujas idades vão desde o Cretácico até o Pliocénico. A sucessão litostratigráfica, mais ou menos contínua, é genericamente concordante, com excepção de ligeira discordância a partir do Miocénico.

Existem vários filões de doleritos cartografados, na maioria, no interior do diapiro; existem, contudo, outros, na sua proximidade, que intersectam as camadas da Formação de Alcobaça e do “Belasiano” s.s., não se observando em nenhuma outra unidade posterior.

E) DIAPIRO DE CALDAS DA RAINHA

É o maior diapiro aflorante na orla ocidental portuguesa, com largura média de 5 km e comprimento de 45 km segundo a direcção NNE-SSW. Tal como outros diapiros, apresenta cobertura plio-quadernária no interior, que se encontra localmente cavalgada junto dos bordos.

Tem sido objecto de vários estudos aprofundados, nomeadamente os de G. ZBYSZEWSKI (1959), F. GUÉRY (1984) e J. CANÉROT *et al.* (1995), onde tem sido particularmente discutida a idade da sua formação. É apontado por inúmeros autores (MONTENAT *et al.*, 1988; WILSON *et al.*, 1989; PINHEIRO *et al.*, 1996) como uma das principais estruturas halocinéticas responsável pela subsidência de importante sector da bacia (sub-bacia de Bombarral) durante o Jurássico superior.

Para F. GUÉRY (1984), na Columbeira (Sul de Óbidos) o contacto do Kimmeridgiano cartografado no bordo sul do diapiro seria feito em paraconformidade (“accordance stratigraphique”) com as Margas de Dagorda. A interpretação agora dada a este limite é diferente; com efeito, trata-se de contacto estratigráfico contínuo, e a passagem para a unidade kimmeridgiana, datada e cartografada no topo do relevo, é feita por falha. Esta interpretação é também corroborada por E. Rasmussen (GEUS, informação oral), com a datação de Sinemuriano de palinóforos identificados nos carbonatos imediatamente sobrejacentes ao contacto descrito por F. Guéry.

Em trabalho sobre a estrutura de Serra de El-Rei, J. C. KULLBERG *et al.* (1997) sugerem que, tanto o estilo tectónico como a idade dos movimentos de sal, são idênticos para todas as estruturas diapíricas localizadas ao longo da falha de Caldas da Rainha (Caldas da Rainha, Bolhos, Vimeiro e Santa Cruz).

Ao descrever o contexto geodinâmico que enquadra a deposição das Camadas de Alcobaça (Kimmeridgiano) junto ao actual bordo este do diapiro de Caldas da Rainha, B. MARQUES *et al.* (1992) excluem a hipótese desta unidade se encontrar associada à formação do mesmo; apresentam argumentos que apontam a interacção tectono-eustática para justificar o aumento da sedimentação argilo-margosa.

No extremo nordeste deste diapiro, e a Sul do anticlinal de Maceira (estrutura diapírica não aflorante, na continuidade do diapiro de Leiria), aflora depressão mais ou menos centrada em Alpedriz, que apresenta geometria idêntica à de Pousos e possui as mesmas unidades litostratigráficas.

Tal como noutros diapiros, encontra-se grande quantidade de corpos ígneos, sobretudo no interior; o bordo apresenta importante intrusão, o filão de Gaeiras, com extensão aproximada de 6 km, ao longo da direcção WNW-ESE, perpendicular ao alongamento principal do diapiro; este filão corta os “Grés” Superiores.

G. ZBYSZEWSKI & M. ANDRADE (1957) ao efectuarem trabalho sobre as ocorrências diversificadas de rochas ígneas no vale tifónico de Caldas da Rainha, para além de concluírem que se trata de formações “consanguíneas” cuja diversidade se deve a fenómenos de assimilação, atribuem a estas rochas idade Cretácico inferior.

F) DIAPIRO DE PORTO DE MÓS-RIO MAIOR

Aflora entre as povoações de Porto de Mós e Rio Maior, em banda estreita e alongada com extensão próxima de 35 km. Encontra-se bordejado a Oeste pelo alinhamento das serras de Candeeiros e Porto de Mós e a Este pelo planalto de Santo António-Fátima, onde predominam os calcários do Jurássico médio.

É tipicamente um diapiro de muro de falha (*salt wall diapir*) com direcção NNE-SSW.

Apesar de aflorarem alguns filões no interior do diapiro, a maioria das rochas ígneas corta as formações encaixantes segundo duas direcções predominantes: NNE-SSW nas proximidades do bordo e WNW-ESE, provavelmente associadas à falha de Mendiga (subparalela e próxima da falha do diapiro). A maioria das rochas aflorantes no encaixante foram classificadas como basaltos; os afloramentos basálticos, para além de intersectarem as unidades do Jurássico superior, parecem intersectar também as unidades mais antigas do

Cretácico [“C¹⁻² – Albiano, Aptiano e possível Neocomiano («Complexos gresosos de Olhos Amarelos, Pousio da Galiota e Gansaria»)], provável equivalente do “Belasiano” s.s.] (ZBYSZEWSKI & ALMEIDA, 1960).

G) DIAPIRO DE BOLHOS

Localiza-se ao longo da falha de Caldas da Rainha, apresenta forma subquadrangular, assimetria nos bordos este e oeste e encontra-se coberto por depósitos plio-quadernários. No primeiro, a sequência estratigráfica jurássica apresenta-se genericamente completa; no segundo, as Margas de Dagorda contactam directamente com a Formação de Abadia, em posição vertical.

Nas cartas geológicas à escala 1/50000 (26-C e 30-A) não se registam ocorrências de tipo filoniano, no interior ou nas áreas envolventes do diapiro.

H) DIAPIRO DE MACEIRA (VIMEIRO)

Também localizado na falha de Caldas da Rainha, este diapiro apresenta forma sigmoidal. Os bordos, constituídos pela Formação de Abadia, encontram-se geralmente verticalizados. A carta geológica apresenta pequeno afloramento de basalto no interior do diapiro.

I) DIAPIRO DE SANTA CRUZ (*vide* Anexo A)

J) DIAPIRO DE MATAÇÃES

Aflora cerca de 3 km a Este de Torres Vedras, tem forma subcircular (em planta) e encontra-se em posição central relativamente a três estruturas importantes:

- i) a Norte, a terminação (*tip point*) aflorante da falha de Torres Vedras;
- ii) a Este e a Oeste a estrutura anticlinal, com eixo aproximadamente ENE-WSW, que afecta unidades do Jurássico superior;
- iii) a Sul, a “bacia” cretácica de Runa.

À semelhança das estruturas de Pousos e Alpedriz, a depressão de Runa parece estar também intimamente associada à formação do diapiro, correspondendo a estrutura de colapso da cobertura por compensação da migração de evaporitos para o diapiro. A carta geológica 1/50000, folha 30-D, mostra claramente a concentração de unidades cretácicas nesta depressão estrutural. O Cretácico (“C¹⁻² – Grés de Torres Vedras – Albiano, Aptiano e Neocomiano”) assenta em discordância sobre as unidades mais modernas do Jurássico

superior (“J⁵ – Camadas de Freixial”), que podem inclusivamente pertencer já à base do Cretácico; o mesmo acontece na terminação oriental da falha de Torres Vedras. Os Grés de Torres Vedras considerados por G. ZBYSZEWSKI & C. ASSUNÇÃO (1965b) na folha 30-D, encontram-se subjacentes ao “Belasiano” *s.s.*.

Se bem que no interior do diapiro os afloramentos de rochas ígneas sejam muito reduzidos, na depressão de Runa encontra-se importante afloramento de basaltos, geométrica e estratigraficamente correlacionáveis com os do Complexo Vulcânico de Lisboa; são escoadas que assentam sobre o Turoniano e encontram-se sobrepostas pelo Paleogénico.

L) DIAPIRO DE SESIMBRA

É o diapiro mais meridional da Bacia Lusitaniana, aflorando próximo do bordo sul, a falha da Arrábida. Descrição recente sobre a sua génese e proposta de idade de instalação encontra-se em M. C. KULLBERG & J. C. KULLBERG (2000a). Com base na geometria e em critérios cartográficos, propuseram idade Cretácico superior-Paleogénico inferior como mais provável para a sua idade, intervalo compatível com o do 3º ciclo magmático.

DISCUSSÃO SOBRE O DIAPIRISMO NA BACIA LUSITANIANA

Elementos aduzidos nos subcapítulos anteriores e a síntese dos aspectos com carácter sistemático apontados neste subcapítulo permitem efectuar a seguinte síntese:

i) A quase totalidade dos diapiros encontra-se ao longo de falhas que se sabe estarem enraizadas no soco varisco, ao longo de duas direcções predominantes, NNE-SSW a N-S e ENE-WSW a E-W, ou seja, as direcções de estruturação e dos limites da bacia. Nos restantes, a cobertura recente é de tal modo obliteradora que não permite sugerir, com alguma segurança, a geometria dos limites.

ii) Sempre que o contacto dos bordos dos diapiros é efectuado com unidades de idade jurássica (na maioria o Jurássico superior) esse contacto é por falha; excepções comprovadas são as dos bordos este dos de Sesimbra e Bolhos, onde a série estratigráfica é contínua desde os evaporitos até o Jurássico superior.

iii) Vários são os casos em que afloram unidades do Cretácico (normalmente equivalentes do “Belasiano” *s.s.*) quer no interior, quer sobre os limites de algumas estruturas.

iv) Na quase totalidade dos diapiros afloram filões tescheníticos e criptodomas/domas gabróticos a doleríticos; os primeiros no núcleo, geralmente sem orientação preferencial, e os segundos nos bordos, paralelos e/ou perpendiculares a estes. Uma observação geral aos afloramentos representativos de magmatismo na área geográfica da Bacia Lusitana realça o seguinte:

- a) Os complexos vulcânicos de Lisboa e Runa, o complexo de Mafra e o maciço ígneo de Sintra são corpos vulcânicos de características distintas, singulares e espacialmente restritas a nível da bacia (entre a falhas de Torres Vedras e a do Estuário do Tejo). Pertencem todos ao ciclo magmático alcalino e as datações fiáveis apontam para intervalo seguro de ocorrência entre os 85 M.a. e os 70 M.a., ou seja, durante o Senoniano.
- b) Os corpos filonianos, criptodomas e domas básicos encontram-se quase exclusivamente circunscritos aos diapiros, ou seja, na quase totalidade localizados a Sul da falha da Nazaré. Esta observação já foi efectuada por P. CHOFFAT (1882), quando afirmou que estas rochas teriam aproveitado os deslocamentos dos estratos sedimentares no seio dos vales tifónicos para a sua instalação. As suas idades, em particular dos corpos localizados no exterior dos diapiros, encontram-se também perfeitamente circunscritas entre 130 e 135 M.a., ou seja, genericamente, durante o Berriasiano.
- c) São fortes os indícios que sugerem que este episódio magmático se deverá ter prolongado no tempo, eventualmente até próximo do Aptiano superior. Recorde-se que o limite superior destas ocorrências é, sistematicamente, o “Belasiano” *s.s.*.
- d) A associação entre diapirismo e vulcanismo torna-se ainda mais provável se atendermos, novamente, mas para outra idade, à coincidência temporal entre a idade proposta por M. C. KULLBERG & J. C. KULLBERG (2000a) para o diapiro de Sesimbra e a ocorrência de corpos filonianos integrados no 3º ciclo magmático.
- e) No entanto, não se exclui ainda a hipótese dos filões muito alterados e genericamente não datados, aflorantes no interior dos diapiros, corresponderem a magmatismo do ciclo transicional, mascarado por transformações metassomáticas sofridas aquando da ascensão no interior das Margas de Dagorda. Desta forma, as afinidades encontradas por G. Zbyszewski entre os filões do interior e exterior do diapiro de Caldas da Rainha, poder-se-iam

extrapolar para o conjunto da bacia, excepção feita, em especial para o diapiro de Sesimbra. Se assim fôr, o ciclo transicional terá durado aproximadamente entre os 133 e os 105 M.a

v) Através da interpretação de perfis sísmicos não se confirma o diapirismo durante o Jurássico superior, cujo modelo tectono-sedimentar alternativo, para a estruturação da bacia neste período, foi atrás proposto (subcapítulo I.5).

Como já foi referido, a maioria dos autores aponta para que o período de diapirismo na bacia tenha sido o Jurássico superior, eventualmente com alguns indícios já no Jurássico médio. No entanto, R. WILSON (1989) admite a “continuação” do desenvolvimento das estruturas diapíricas, referindo a sobreposição da Formação de Torres Vedras (parte superior do Grupo de Torres Vedras neste trabalho – “Belasiano” *s.s.*) às Margas de Dagorda em diversos locais no continente e na plataforma, entre Peniche e a Figueira da Foz.

Desta forma, propõe-se o seguinte modelo para o diapirismo na Bacia Lusitaniana:

1) No início do Cretácico, em intervalo de tempo de aceleração do *rifting* que conduziu à formação de crosta oceânica no Atlântico Norte (Berriasiano-Aptiano inferior terminal), assistiu-se a actividade magmática importante, na margem ocidental ibérica, em particular a Sul da falha da Nazaré.

2) Numa primeira fase, antes de pequeno período de inversão transitória precoce, instalaram-se alguns corpos ígneos, sob a forma de pequenos domos, segundo modelo apresentado na figura I.23. Alguns destes corpos terão arrefecido em condições hipabissais, ao nível dos evaporitos do Hetangiano, permitindo a formação, nomeadamente, de rochas faneríticas como os gabros.

3) Após o recomeço da distensão, cujas evidências de campo apontam para uma taxa distensiva baixa, pelo menos comparativamente à do Jurássico superior (raros afloramentos com falhas normais afectando unidades cretácicas e espessuras reduzidas), há uma intensificação do magmatismo.

4) O magma ascendente, ao passar o nível do soco, terá produzido os seguintes efeitos no interior dos evaporitos das Margas de Dagorda:

- a) aquecimento e hidratação, provocando fusão do sal-gema e do gesso;
- b) aumento do volume [ZBYSZEWSKI, 1961, refere que pode ser da ordem de 1/3 (?) do volume original];
- c) diminuição da densidade;
- d) diminuição da viscosidade.

5) A partir daqui, os evaporitos iniciam a sua ascensão, acompanhados por magma, o que terá provocado:

- a) o transporte de pequenos corpos ígneos hipabissais, entretanto arrefecidos, das zonas mais profundas até a superfície (deformação concentrada nas fronteiras das estruturas diapíricas, processo que se relaciona com o modelo de TALBOT & JACKSON, 1987, *vide* Fig. A.7 in Anexo A); quando em contacto com as novas emissões magmáticas, estes corpos foram cortados por pequenos filonetes;
- b) alteração metassomática do magma/rocha ascendente ao deslocarem-se num longo percurso até a superfície.

A ausência de marcas no registo sedimentar prende-se com vários factos:

- i) a ausência de sedimentos coevos do processo diapírico, pelo menos a Norte da falha de Torres Vedras, onde ocorre a maioria dos diapiros;
- ii) ravinamento desta área, pela unidade do “Belasiano” *s.s.*, constituído por sedimentos continentais de alta energia depositados após o evento diapírico.

Recentemente, J. CANÉROT *et al.* (1995) e E. RASMUSSEN *et al.* (1998) propõem idade miocénica para o diapirismo na Bacia Lusitaniana. Certamente que estas conclusões não levaram em consideração a existência de:

- afloramentos do Cretácico inferior (Aptiano superior) no interior de vários diapiros. A hipótese de se tratar de xenólitos, como parece acontecer em Sesimbra, não se coloca, uma vez que em nenhum outro caso afloram formações subjacentes a este Cretácico.

Ora, se:

- não ocorreu diapirismo quando a bacia se encontrava em forte regime distensivo durante o Jurássico superior, que poderia ter favorecido a sua ascensão, como acontece na larga maioria das “províncias diapíricas” do globo,

- não foi despoletado o diapirismo aquando da ocorrência de magmatismo concentrado nas áreas diapíricas, que poderia ter favorecido o aquecimento, dissolução e mobilização do sal,

não existem condições reológicas nem razões cinemáticas, para que o diapirismo tenha ocorrido em regime compressivo.

O que é evidente é a reactivação dos bordos de vários diapiros (Bolhos, Caldas da Rainha, Leiria, Matacães, Monte Real, São Pedro de Muel e Vimeiro). A inversão alpina terá contribuído, isso sim, para o estreitamento dos bordos (Bolhos, Caldas da Rainha), a

modificação de forma subcircular para elíptica (Leiria, Matacães e o diapiro não aflorante de Maceira) e/ou o seu fecho parcial (Rio Maior-Porto de Mós).

Quanto ao diapiro de Sesimbra, o único a aflorar a Sul da falha de Torres Vedras, formou-se tardiamente em relação aos restantes, provavelmente na transição Cretácico-Paleogénico. No entanto, as condições que levaram à sua formação parecem ser idênticas, ou seja, a de ter sido despoletado por hidrotermalismo do ciclo alcalino e, muito provavelmente, relacionado com a falha profunda do alinhamento Sintra-Sines-Monchique. O magmatismo constituiu, então, o *triggering mechanism* do diapirismo.

Mais ainda, pelo facto de o diapirismo ter ocorrido, na generalidade, durante o Cretácico, não quer dizer que não possa ter continuado a haver halocinese desde então; exemplos são descritos por A. RIBEIRO & J. KULLBERG *in* ROCHA *et al.* (1987) para o diapiro de Caldas da Rainha e P. RIBEIRO & J. CABRAL (1998) para o de São Pedro de Muel. Muito provavelmente a halocinese terá prosseguido pelo menos até o Paleogénico junto aos diapiros de Leiria e de Caldas da Rainha, dada a génese atrás proposta para as cuvetes de Pousos e de Alpedriz, respectivamente.

I.7 – Quantificação da subsidência

Com base em dois perfis perpendiculares, A. RIBEIRO *et al.* (1996) efectuaram tentativa de estimação do valor de estiramento ($\beta = l_1/l_0$) da Bacia Lusitaniana. As direcções dos perfis foram escolhidas de acordo com o conhecimento da geometria e cinemática das principais estruturas distensivas, e recorreu-se a dois perfis sísmicos ambos localizados na área L1 definida por S. LOMHOLT *et al.* (1996) (Norte da falha da Nazaré). Resultaram perfis com azimutes 74° e 164°. O horizonte escolhido para o cálculo de β foi o topo do Triásico, que não se distingue do soco varisco.

Os valores obtidos foram $\beta_{74} = 1,086$ e $\beta_{164} = 1,034$.

Eles mostram que o estiramento, embora baixo, é detectável segundo duas direcções perpendiculares. O maior valor foi encontrado para a direcção aproximada da extensão, segundo a qual a bacia se estrutura (E-W a WNW-ESE). A outra é perpendicular às principais falhas de transferência conhecidas na bacia, as falhas da Nazaré, Arrife, Torres Vedras-Montejunto e Arrábida. Estas falhas não terão pois acomodado apenas extensão ou subsidência diferenciais entre compartimentos, mas terão tido também uma componente de

extensão oblíqua em relação à principal direcção de estiramento, na proximidade destas falhas; é o caso, por exemplo, da falha da Nazaré que durante a distensão jurássica terá tido estas duas componentes de movimento (KULLBERG, 1991). As interligações das principais falhas da bacia, conferem-lhe geometria 3D convexa (Fig. I.41)

Não se tratará, no entanto, de extensão bidireccional, como acontece na Bacia do Algarve (TERRINHA, 1998; CASAS *et al.*, 1998); pelo facto de, geometricamente, se encontrar marcada nos perfis, não significa que a cinemática seja bidimensional, ou seja, existam duas direcções reais de extensão. Se (Fig. I.42):

i) as falhas normais da bacia (as submeridianas) inclinarem menos do que as de transferência;

ii) estas não forem exactamente verticais;

iii) o eixo cinemático distensivo principal for oblíquo aos dois conjuntos de falhas, com maior obliquidade relativamente às falhas normais,

a geometria resultante é da acomodação, em dois conjuntos de falhas oblíquas, de extensão segundo uma só direcção (cf. Fig. I.41).

Assim sendo, poder-se-á concluir que:

1) o valor de estiramento real deve ser calculado através da resultante, segundo direcção aproximada E-W, da composição dos estiramentos calculados segundo os azimutes atrás referidos (Fig. I.42) ($\beta_{E-W} = 1,092$);

2) os dois conjuntos de falhas são contemporâneos, e actuam em simultâneo, pelo menos desde que a extensão principal é aproximadamente E-W (Sinemuriano-Carixiano).

Utilizando os perfis construídos por S. LOMHOLT *et al.* (1996), discutidos no subcapítulo I.5, obtiveram-se valores da mesma ordem de grandeza, não diferindo muito a Norte e a Sul da falha da Nazaré (Quadro VI).

Os valores apresentados não discriminam períodos de estiramento que tenham ocorrido ao longo de diferentes intervalos de tempo; apenas representam o valor total do estiramento que afectou a crosta em cada uma das áreas. Por outro lado, nalguns casos, os valores de estiramento calculados foram efectuados sobre perfis (de LOMHOLT *et al.*, 1996) não perpendiculares à distensão e às principais estruturas; o verdadeiro valor de β , no entanto, não é afectado, uma vez que se trata de uma razão.

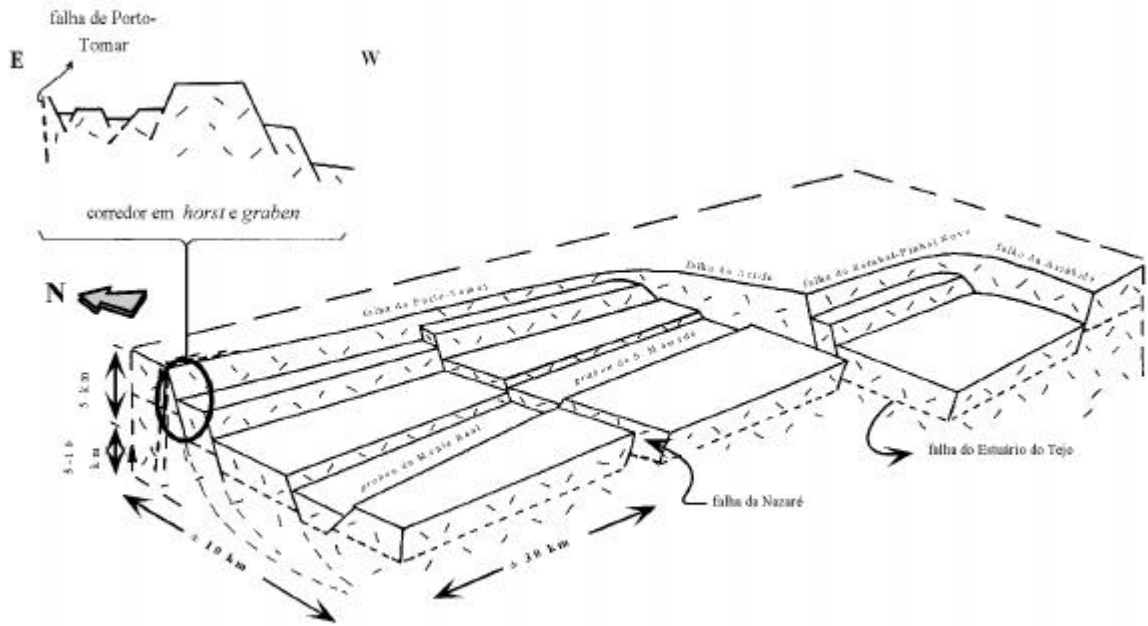


Fig. 1.41 - Modelo tridimensional do soco da Bacia Lusitaniana, mostrando a interligação entre as falhas extensionais N-S e NE-SW e as de direcção E-W a WSW-ENE, que acomodam distensão (RIBEIRO *et al.*, 1996).

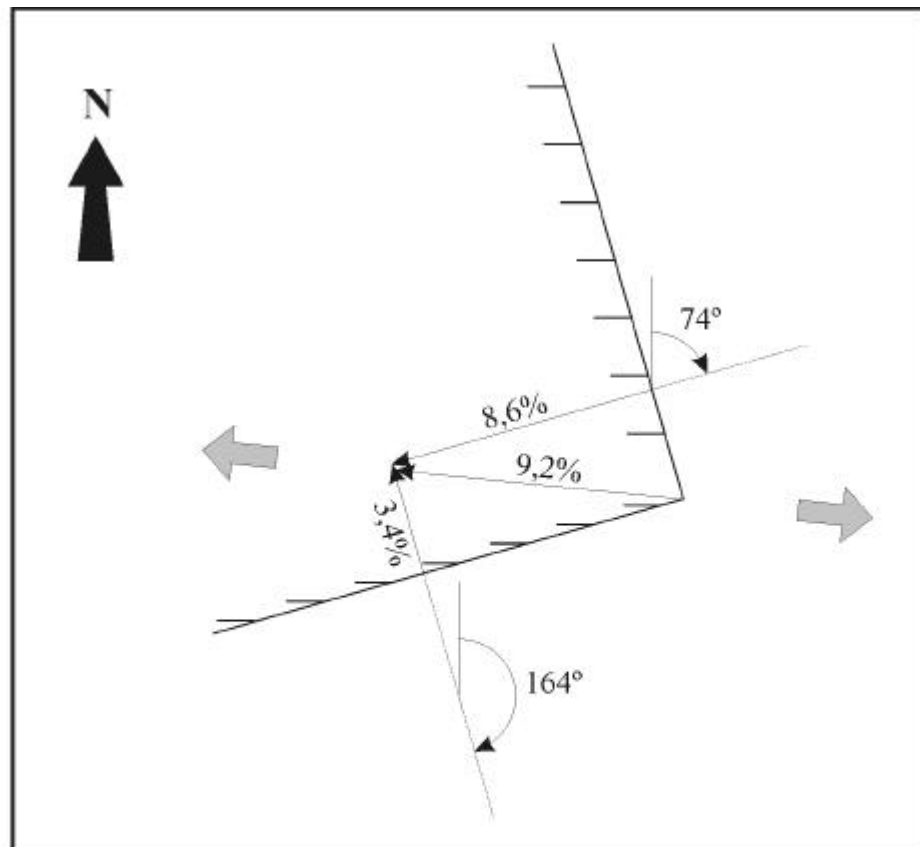


Fig. 1.42 - Diagrama ilustrativo das relações geométricas entre os principais sistemas de falhas extensionais e os valores de alongamento medidos ao longo de transversais perpendiculares às mesmas. Da composição de vectores, obtém-se extensão máxima com valor de $\beta=1,092$, segundo direcção aproximadamente E-W (az. 96°) (setas a cinzento).

QUADRO VI

Valores de estiramento total do soco, calculados em diferentes áreas da margem ocidental ibérica

PERFIL \ BACIA	Bacia Lusitaniana	Outras áreas
RIBEIRO <i>et al.</i> (1996)	$\beta = 1,092^{(1)}$	–
LP-1	$\beta = 1,078^{(1)}$	$\beta = 1,107^{(3)}$
L1	$\beta = 1,082^{(1)}$	$\beta = 1,030^{(4*)}$
L-2	$\beta = 1,072^{(2)}$	$\beta = 1,080^{(4*)}$
L-3	$\beta = 1,049^{(2*)}$	$\beta = 1,141^{(4*)}$
L-3 SE ext.	$\beta = 1,078^{(2)}$	–

⁽¹⁾ Norte da falha da Nazaré; ⁽²⁾ Sul da falha da Nazaré; ⁽³⁾ Bacia do Porto; ⁽⁴⁾ Domínio externo; (*) valores calculados em áreas com interpretação incompleta ou extensão interpretada do soco muito reduzida.

Assim, em termos gerais, pode afirmar-se que:

- 1) os valores de estiramento nos sectores a Sul e a Norte da falha da Nazaré são relativamente próximos, sendo pouco superiores a Norte;
- 2) na Bacia do Porto, a tendência para o aumento do estiramento acentua-se, culminando mais a Norte, nas Bacias interior e exterior da Galiza, com valores de estiramento muito elevados;
- 3) a variabilidade dos valores obtidos para o domínio externo estão relacionados com a pequena extensão de soco figurada nos perfis sísmicos; no entanto, não se apresentam valores substancialmente maiores do que os determinados para a Bacia Lusitaniana.

Segundo B. WERNICKE & B. C. BURCHFIEL (1982), em regiões sob regime distensivo, as falhas podem ser agrupadas em duas categorias abrangentes, de acordo com a geometria e cinemática:

- i) falhas que produzem extensão acompanhada pela rotação de blocos e das próprias falhas;
- ii) falhas que produzem extensão sem haver rotação de blocos.

Zonas afectadas por forte distensão, acomodam o estiramento através de grandes rejeitos ao longo de falhas de baixo ângulo, da segunda categoria, ou através de falhas (lítricas ou planares) e grandes blocos rodados, pertencentes à primeira categoria.

Por outro lado, as falhas com elevado ângulo de inclinação e sem rotação associada apenas acomodam pequenas quantidades de extensão, embora sejam, geometricamente, importantes como “preenchedoras de espaço” (*space fillers*). Desta forma serão, também, importantes “criadoras de espaço” à superfície.

Falhas da segunda categoria e com elevado ângulo de inclinação são as que prevalecem quer na Bacia Lusitaniana, quer no domínio externo, onde alguma rotação se encontra já presente, possibilitando a acomodação de maior extensão, ou seja, do ponto de vista geométrico, de estiramento. As falhas, em particular do domínio externo da Galiza, como se verá no próximo subcapítulo, apresentam, a partir do Cretácico inferior, grandes rotações das falhas e blocos como resposta a estiramento muito importante.

G. STAPEL *et al.* (1996), com base em curvas de subsidência tectónica obtidas por *backstripping* de sondagens, quantificaram o estiramento da Bacia Lusitaniana ao longo do tempo e em duas áreas tectónicas separadas pela falha da Nazaré. Chegaram, entre outras, às seguintes conclusões:

1ª - o estiramento a Sul da falha da Nazaré é mais importante do que a Norte;

2ª - a soma dos estiramentos calculados ao longo de diferentes episódios extensionais (p. ex.: Jurássico inferior, Jurássico médio e Jurássico superior), podem atingir valores da ordem de $\beta=1,22$.

Dadas as características próprias da bacia e de cada sondagem, a quantificação do estiramento requiere uma análise muito cuidada, relacionada, por exemplo, com as seguintes questões particularmente pertinentes para o caso da Bacia Lusitaniana:

i) Qual a geometria das falhas que acomodam a distensão? O seu ângulo de inclinação é, ou não, superior à média (60°) geralmente considerada para as falhas normais?

ii) Qual a geometria da bacia ao longo da sua evolução, isto é, ela evolui como um *graben* e/ou *half graben*? E em que intervalos estratigráficos?

iii) Sendo a bacia uma *starved basin*, até que ponto em diferentes locais da bacia e em diferentes intervalos estratigráficos, os valores de estiramento determinados por *backstripping* estão, por outro lado, subestimados?

iv) Quais os locais e momentos onde ocorre diapirismo?

v) Nas sondagens é, ou não, possível recorrer a informação de superfície quando a mesma sobre as séries estratigráficas, é insuficiente,?

vi) Em sondagens localizadas em altos estruturais, evidentes por exemplo em grande parte das sondagens da plataforma, a Norte da falha da Nazaré, de que forma se devem

interpretar e quantificar, por aquele método, sequências sedimentares truncadas e/ou condensadas?

vii) Qual o significado tectono-sedimentar das discontinuidades, e qual o seu valor estratigráfico, interpretados nas sondagens?

Em conclusão, até que ponto é válido estimar valores de subsidência e, conseqüentemente, de β , para a bacia ou grandes sectores da bacia, sem se ter em consideração o enquadramento estrutural de cada sondagem e sem um modelo consistente de evolução da bacia?

Mais ainda, questiona-se a validade do estabelecimento de valores médios obtidos a partir do somatório de situações particulares.

A utilização de perfis sísmicos onde seja reconhecível o topo do soco (ou do “soco acústico” – topo do Triásico neste caso) será a única forma de cálculo do estiramento crustal que se encontra afectado de erro muito baixo ou nulo. A estimação do valor de β , em diferentes intervalos de tempo, será inclusivamente possível através da reconstituição palinspática dos perfis. O maior obstáculo que esta metodologia aqui encontra é o facto de alguns perfis atravessarem diapiros e, portanto, haver problemas de balanceamento de massa; isto é, não se conhecendo o volume (área, em perfil) “extruído” de evaporitos, a restauração de perfis torna-se bastante falível.

J. HOSSAK (1995) propôs uma metodologia e um conjunto de regras para a restauração de perfis que atravessam diapiros, que poderá tornar possível a reconstituição do estiramento da bacia Lusitaniana por intervalos de tempo, o que se encontra ainda por efectuar.

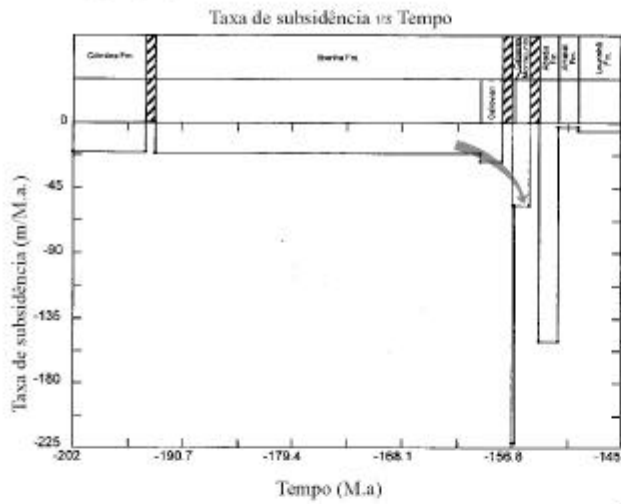
Um aspecto relacionado com a subsidência tectónica obtida através dos logs de sondagens em R. ROCHA *et al.* (1996) merece aqui análise particular. É o caso de, quando presente em sondagens, a Formação de Cabaços mostrar valores de taxa de subsidência extremamente elevados (Fig. I.43).

A origem da discontinuidade Caloviano-Oxfordiano foi atrás interpretada como relacionada com período de inversão transitória precoce. Interpreta-se estes valores de taxa de subsidência (subsidência / tempo) como a conjugação de dois factores:

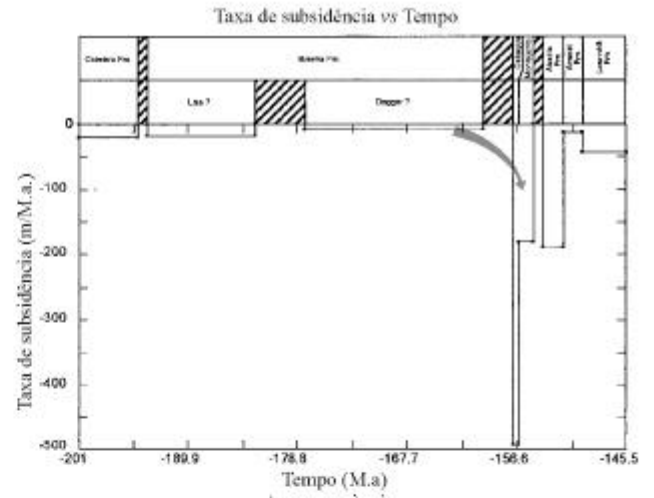
1º - relaxamento pós-tectónico (*vide* subcapítulo I.3);

2º - unidade litostratigráfica correspondente a intervalo estratigráfico muito reduzido (< 1 M.a. referente a Zona de Plicatilis *p.p.*).

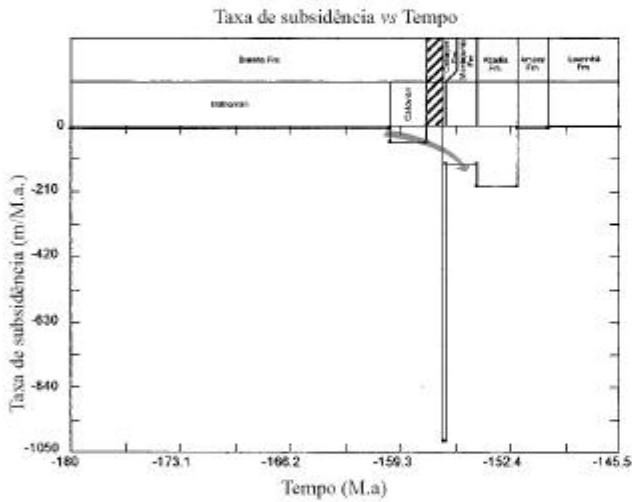
Benfeito - 1



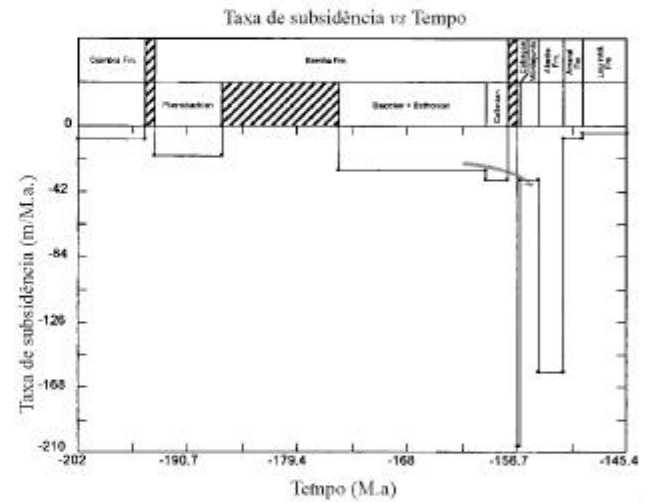
Campelos - 1



Freixial - 1



Sobral - 1



Torres Vedras - 4

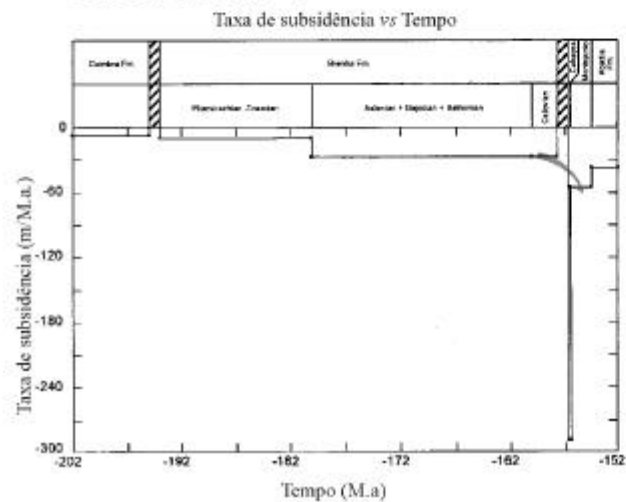


Fig. I. 43 - Diagramas de taxa de subsidência *versus* tempo, de sondagens efectuadas na Bacia Lusitana, onde a Formação de Cabaços (Zona de Plicatilis) se encontra presente. Notar, em geral, a variação progressiva da taxa de subsidência, entre as unidades do Jurássico médio e base do superior (Oxfordiano), com acréscimo significativo a partir do Kimmeridgiano, se o intervalo correspondente àquela formação não fôr considerado. Relativamente à sondagem Torres Vedras - 4, os valores baixos de taxa de subsidência da Formação de Abadia devem-se ao facto da sondagem se ter iniciado sobre esta formação (está, portanto, incompleta) e se ter considerado o intervalo estratigráfico total da formação. As setas a cinzento realçam a tendência atrás referida. (In ROCHA *et al.*, 1996).