

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 nada’s”: 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).

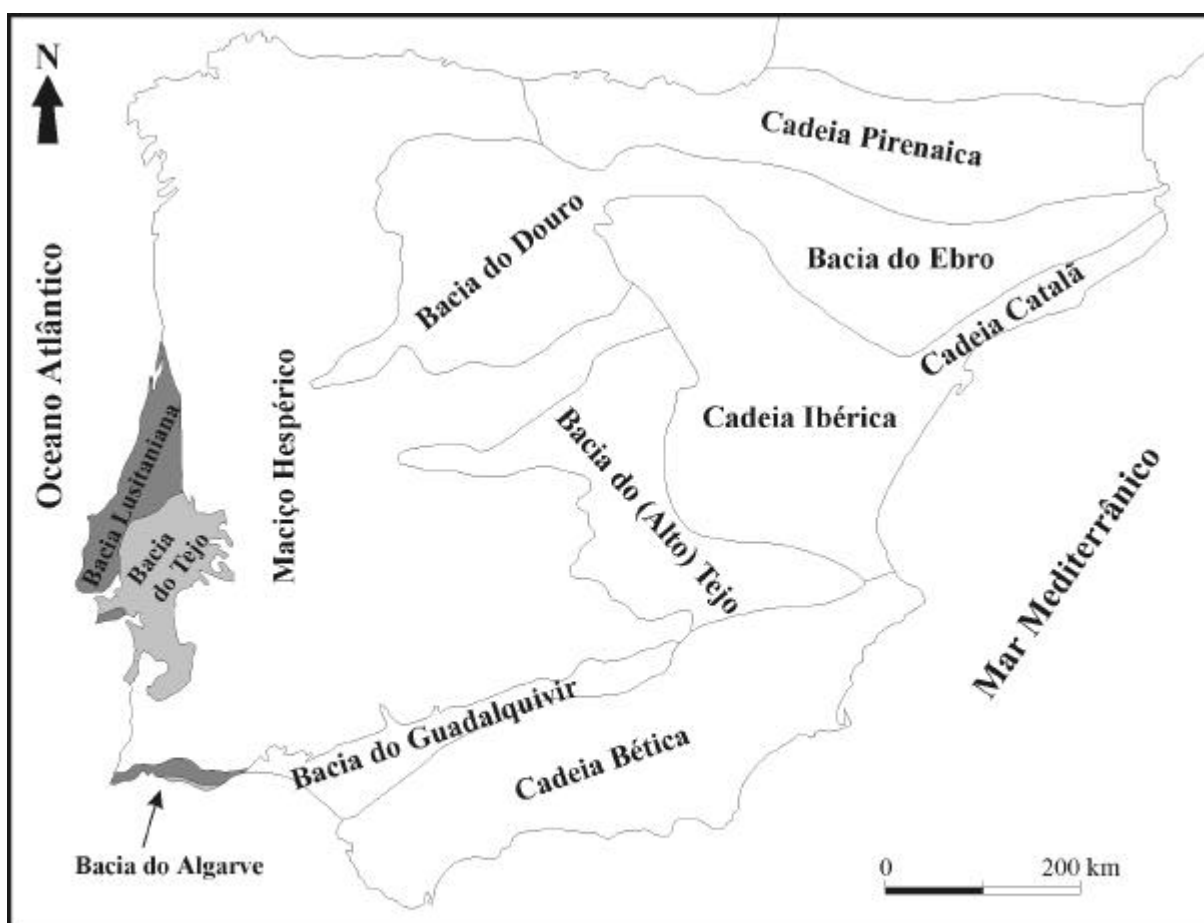


Fig. I.1 - Unidades morfo-estruturais da Península Ibérica. A cinzento escuro, bacias mesozóicas; a cinzento claro, bacias cenozóicas portuguesas (adapt. de Ribeiro *et al.*, 1979).

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.

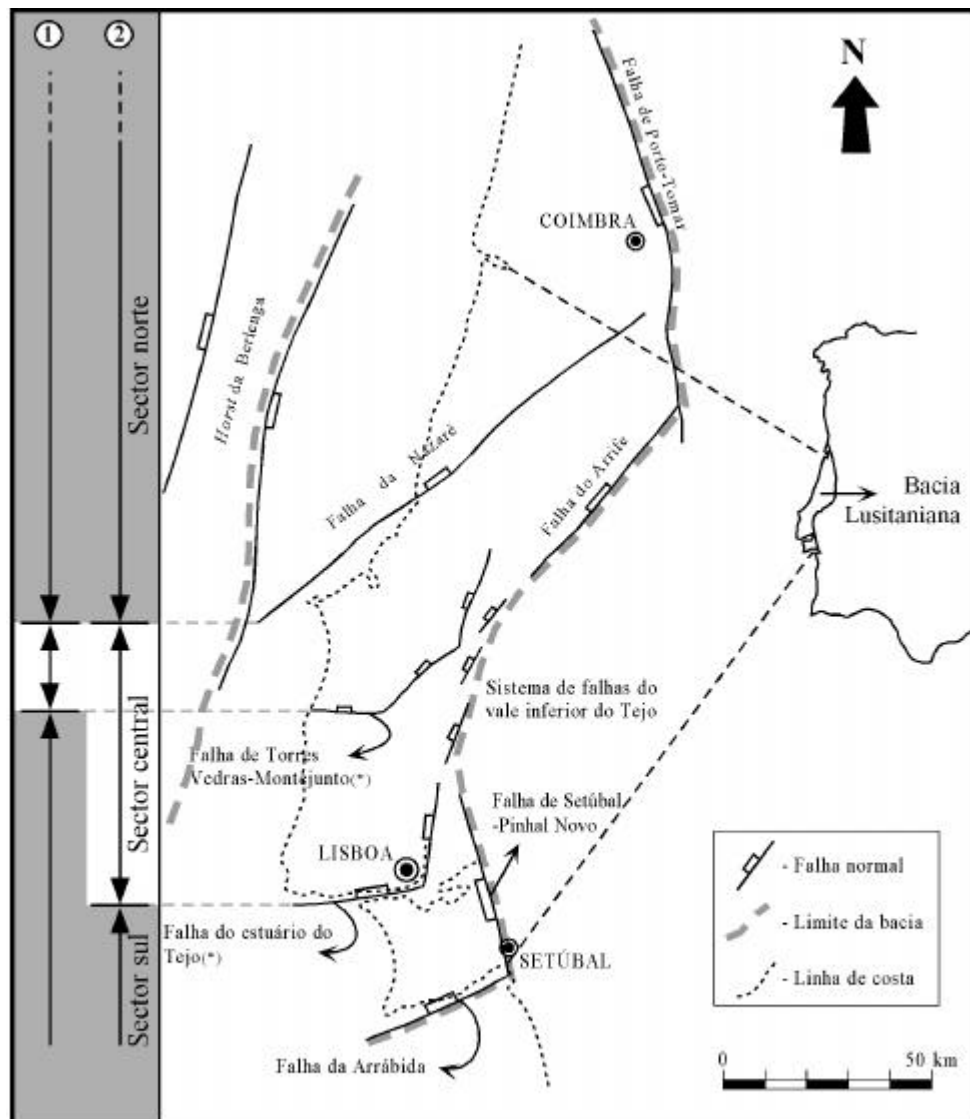


Fig. I.2 - Localização dos limites da Bacia Lusitaniana e de falhas (*) que constituem fronteiras internas importantes ao longo da sua evolução. Divisão da bacia em sectores, 1) segundo R. B. ROCHA & A. F. SOARES (1984) e 2) segundo A. RIBEIRO *et al.* (1996).

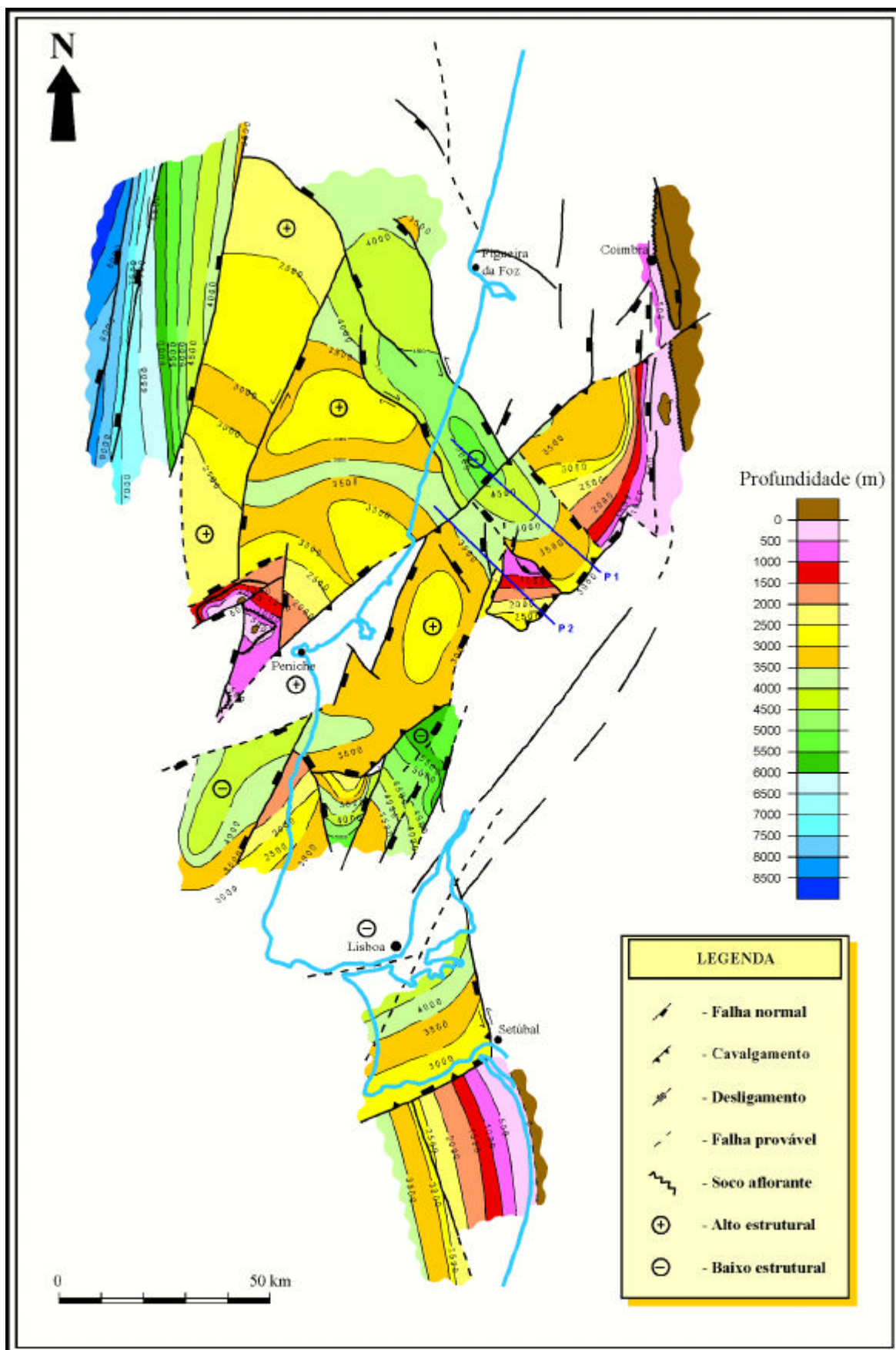


Fig. I.3 - Mapa de contorno estrutural da Bacia Lusitaniana (geometria actual do topo do soco) (RIBEIRO *et al.*, 1996).

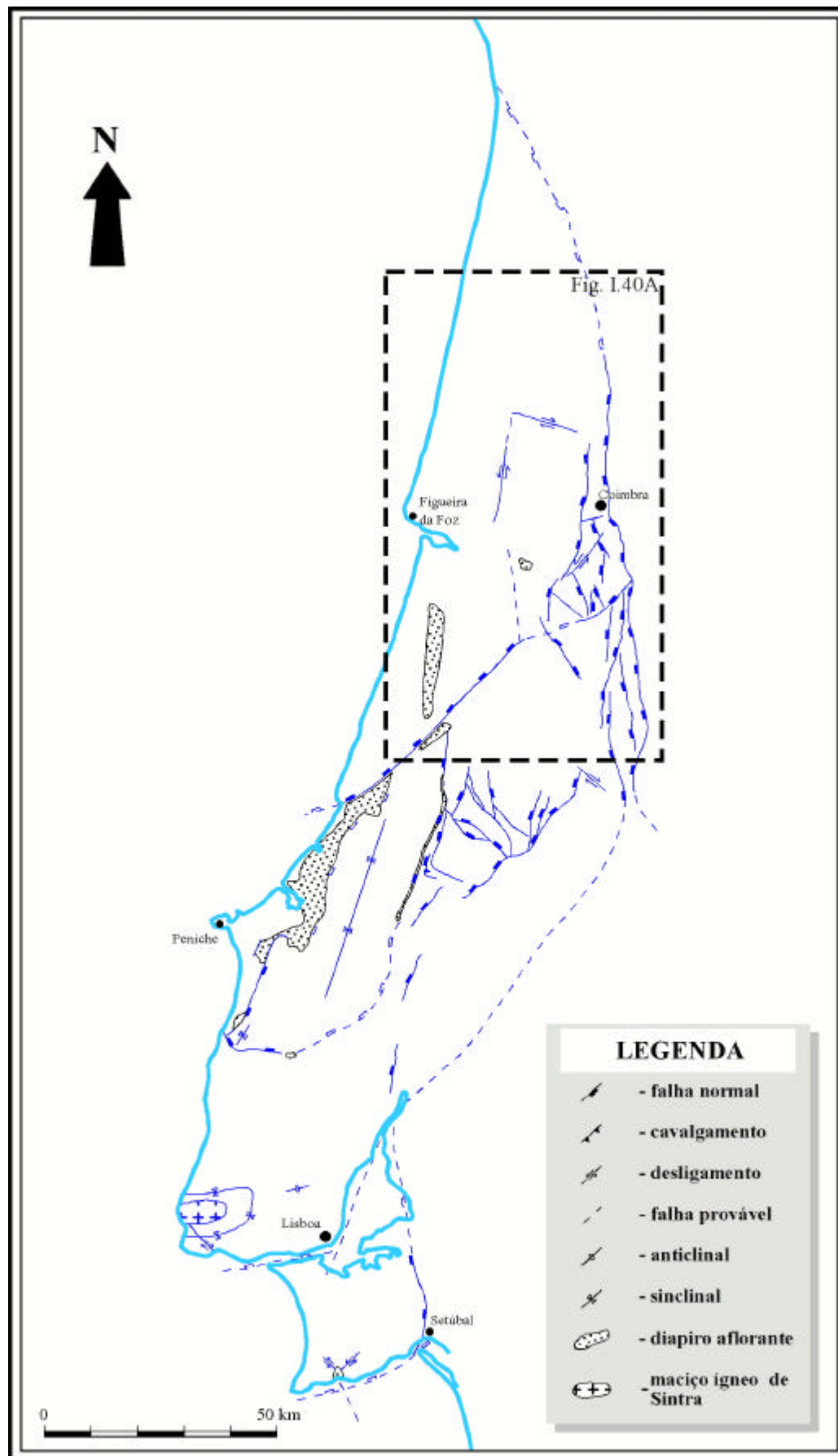


Fig. 1.4 - Mapa estrutural da cobertura sedimentar da Bacia Lusitaniana, durante o Mesozóico (RIBEIRO *et al.*, 1996).

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.

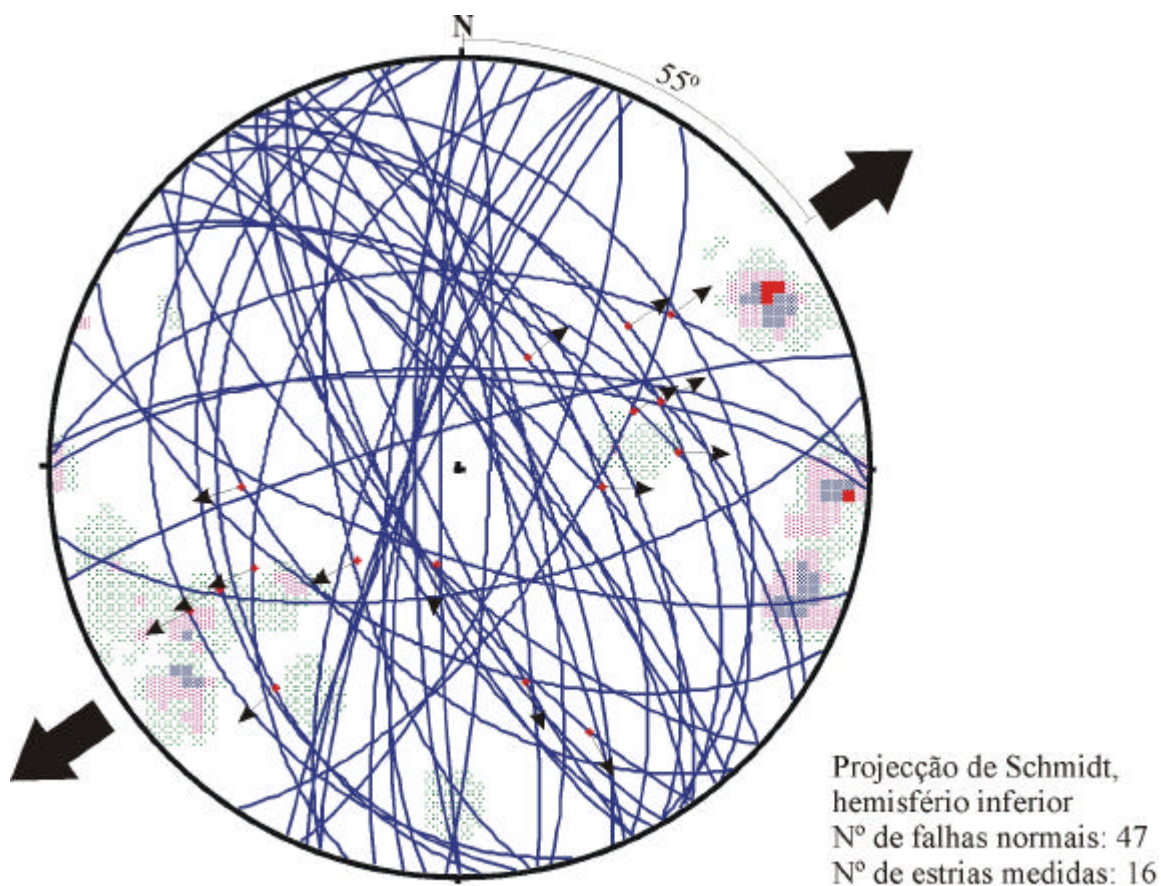


Fig. I.5 - Estereograma de falhas normais de idade triásica e respectivas estrias, indicadores de campo de tensões distensivo segundo direcção aproximadamente NE-SW.

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.

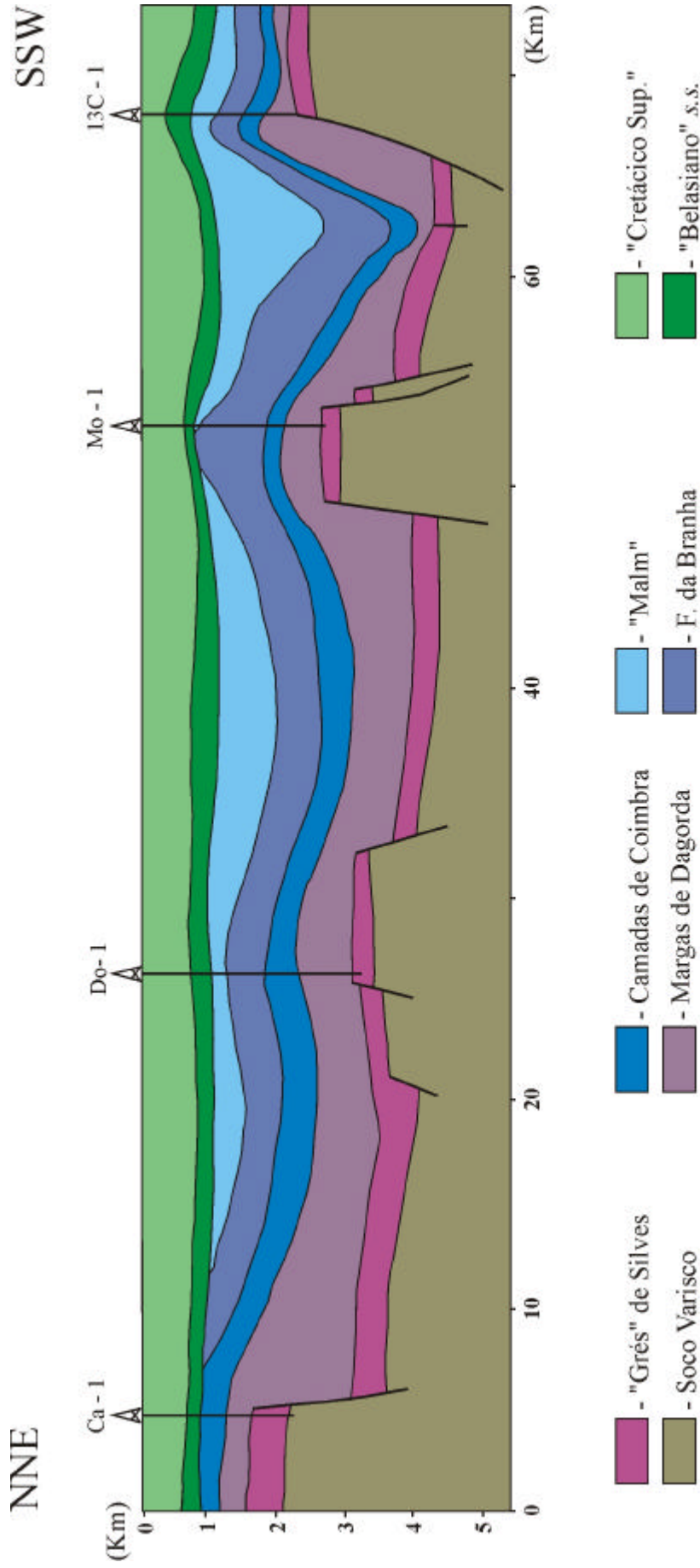


Fig. 1.6 - Interpretação de perfil sísmico de reflexão que mostra estruturas distensivas formadas na Bacia Lusitaniana durante o Jurássico médio e superior, a Norte da falha da Nazaré (adp. S. LOMHOLT, 1996). Para localização *vide* Fig. 1.7.

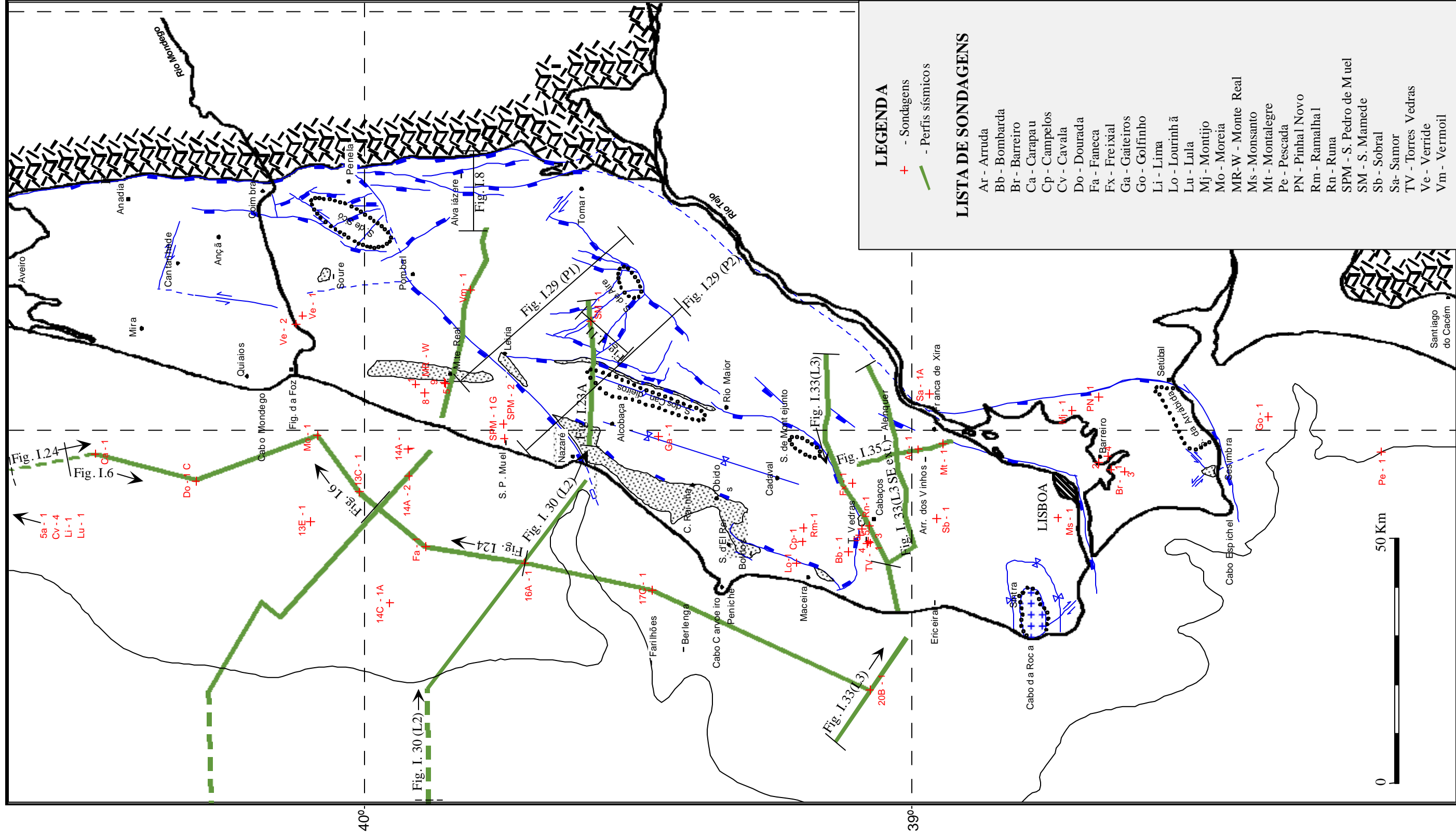


Fig. I.7 - Mapa de localização de sondagens efectuadas na Bacia Lusitaniana para a prospeção de hidrocarbonetos e de perfis apresentados neste trabalho (mod. ROCHA *et al.*, 1996).

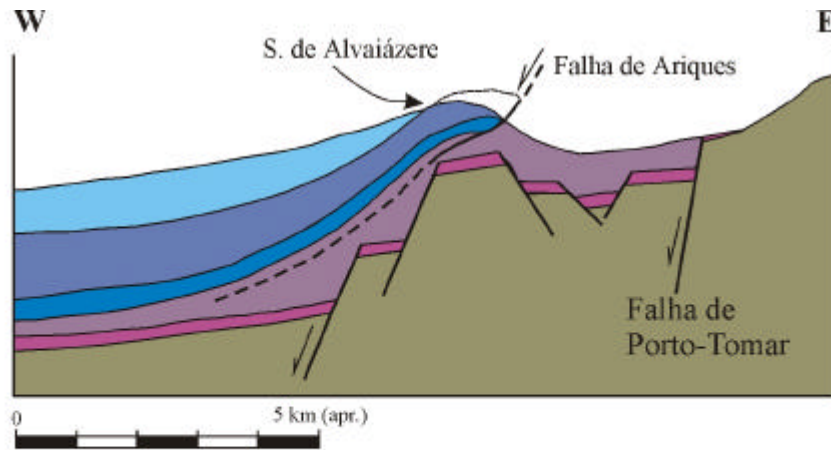


Fig. I.8 - Transversal esquemática junto ao bordo este da Bacia Lusitaniana. Para legenda das unidades consultar a Fig. I.6. Localização na Fig. I.7. Para explicação ver texto (RIBEIRO *et al.*, 1996).

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).

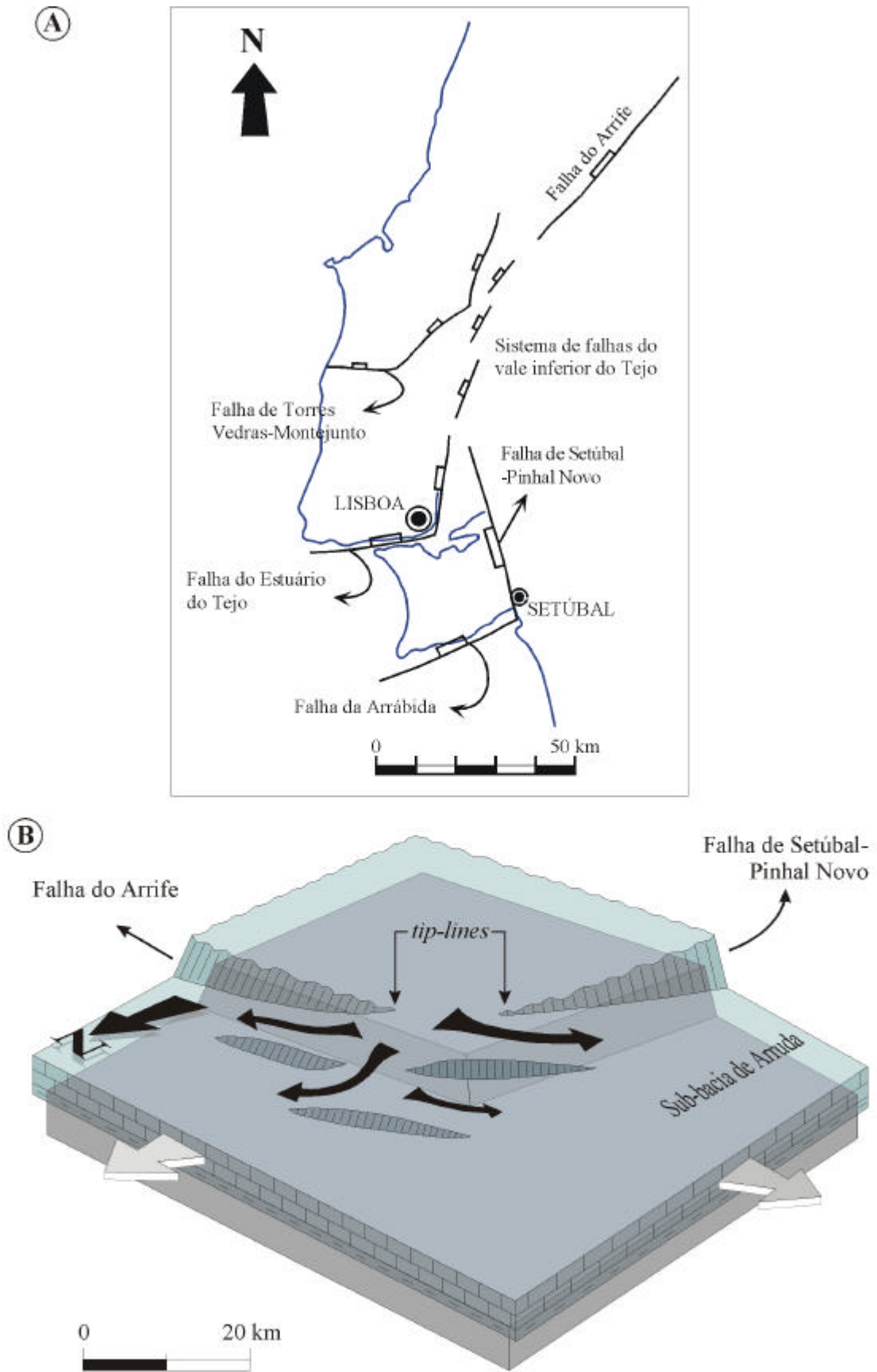


Fig. 1.9 - Modelo de ligação (*soft linkage*) entre as falhas normais do Arrife e de Setúbal-Pinhal Novo. A) Modelo em planta mostrando disposição *en échelon*; B) Modelo tridimensional que mostra a formação de rampas de ligação (*relay ramps*) entre várias plataformas estruturais, que servirão de corredores (*bypass*) preferenciais de deslocação de sedimentos provenientes de níveis topograficamente mais elevados.

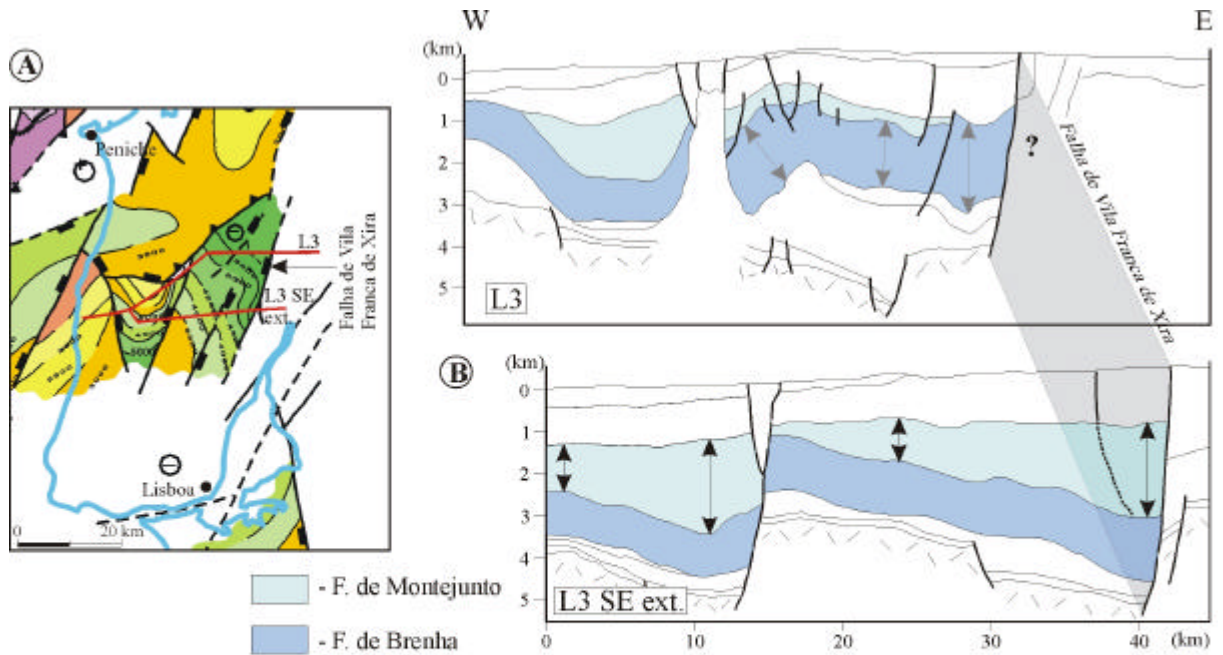


Fig. 1.10 - Estilo tectónico do bordo este da Bacia Lusitaniana. (A) Reprodução parcial da fig. 1.3 para enquadramento e localização dos perfis L3 e L3 SE ext.. (B) Perfis sísmicos que atravessam o bordo este da bacia e mostram: i) a existência de estruturas superficiais e profundas (*thin e thick skinned*) 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);

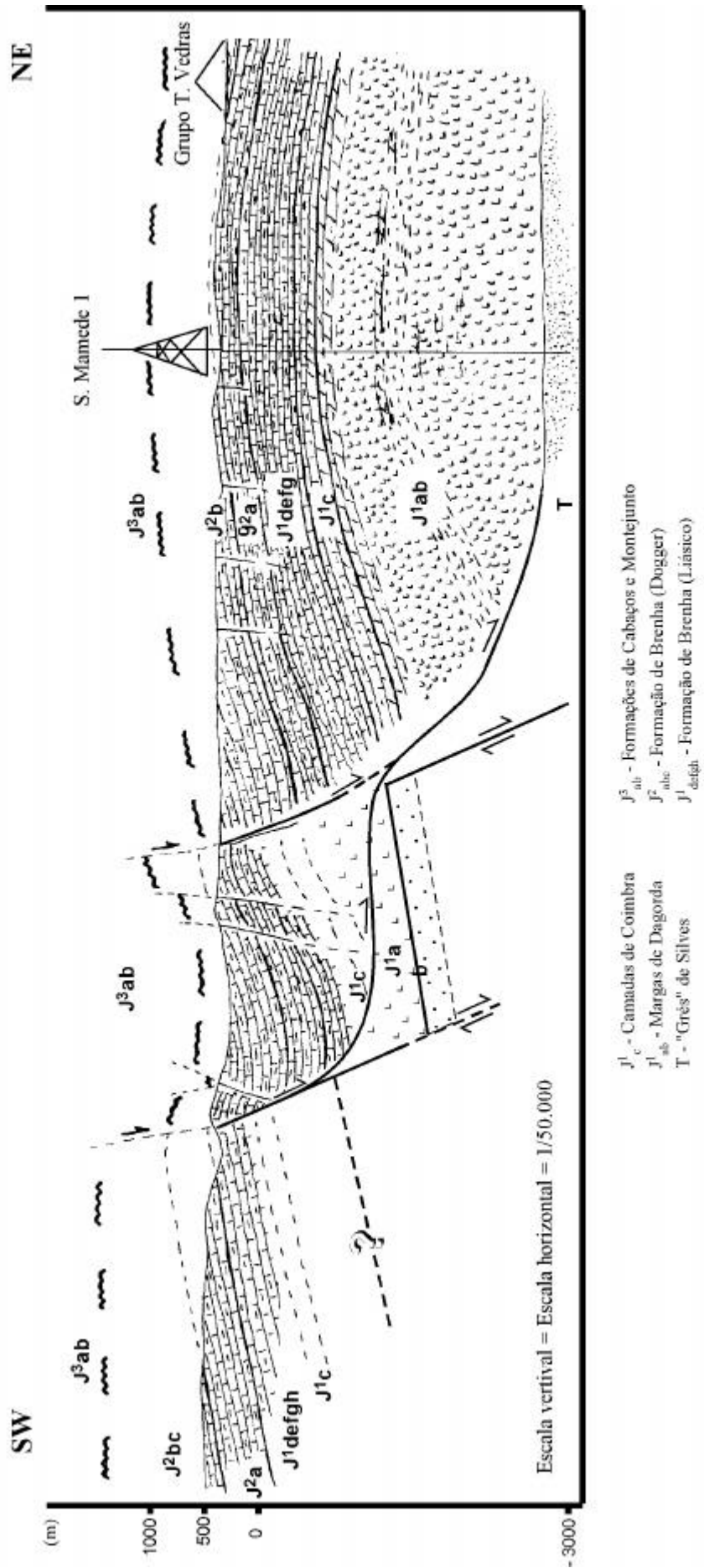


Fig. 1.11 - Interpretação da estrutura do *graben* de São Mamede, efectuada a partir de perfil sísmico de reflexão (mod. de A. RIBEIRO *et al.*, 1996).
 Notação segundo a Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000, folha 27-A.

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.

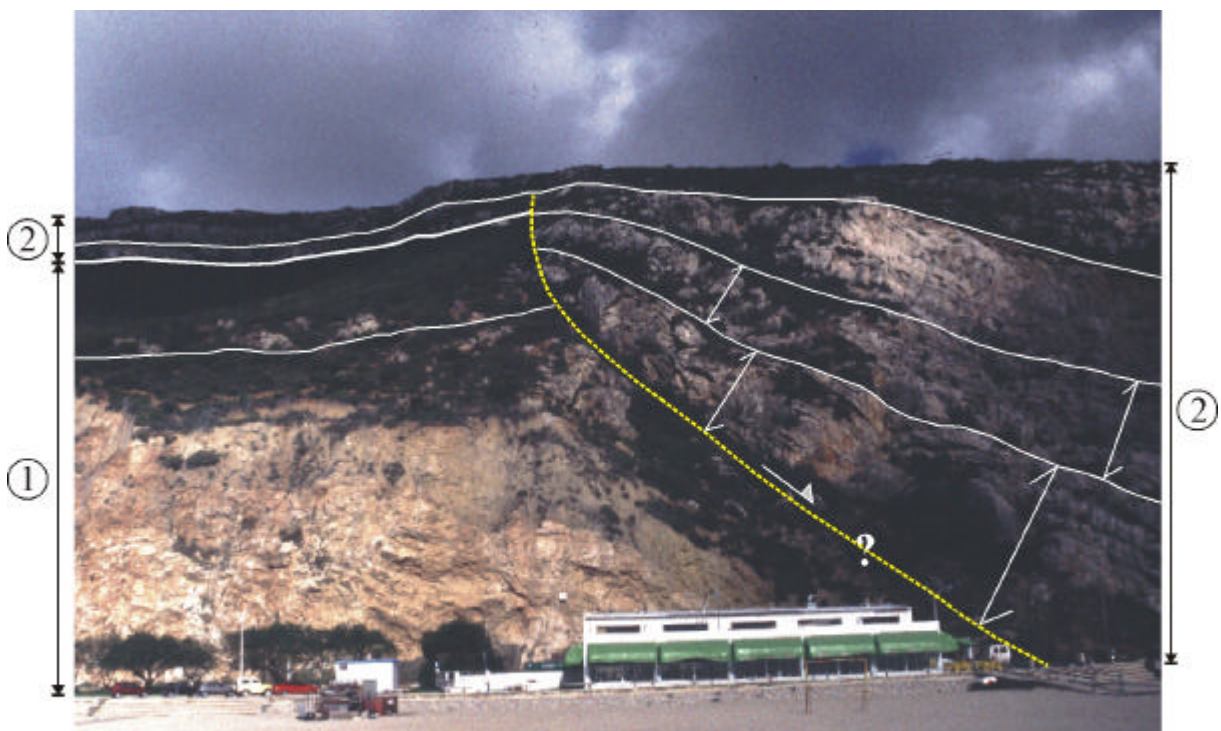


Fig. I.12 - Afloramento da praia da Figueirinha (Arrábida) onde se observa aumento progressivo da espessura das camadas do Dogger por crescimento sinsedimentar a partir de falha não representada na fotografia (localizada a Este, sem figuração possível). A estrutura assinalada a tracejado amarelo representa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

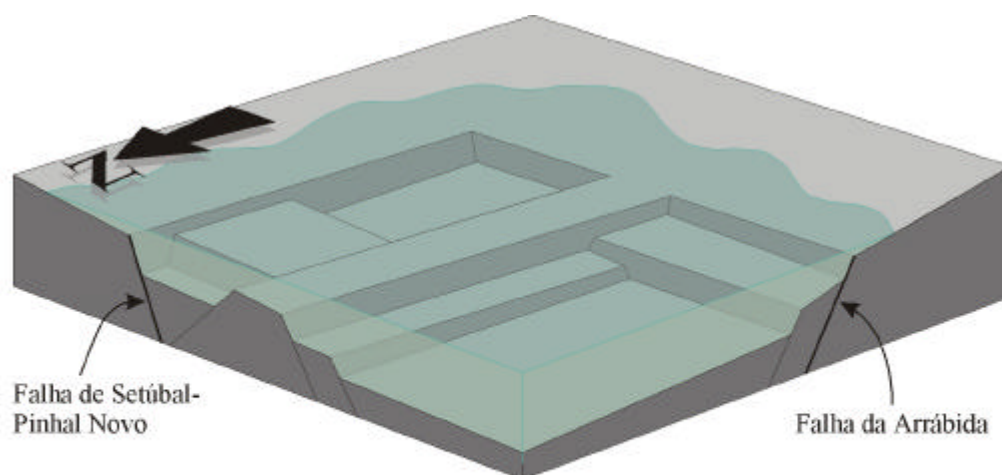


Fig. I.13 - Bloco diagrama que representa a compartimentação ocorrida no sector sul durante o Dogger. A verde assinala-se provável limite difuso da bacia, a Sul e a Este, respectivamente, das falhas da Arrábida e de Setúbal-Pinhal Novo.

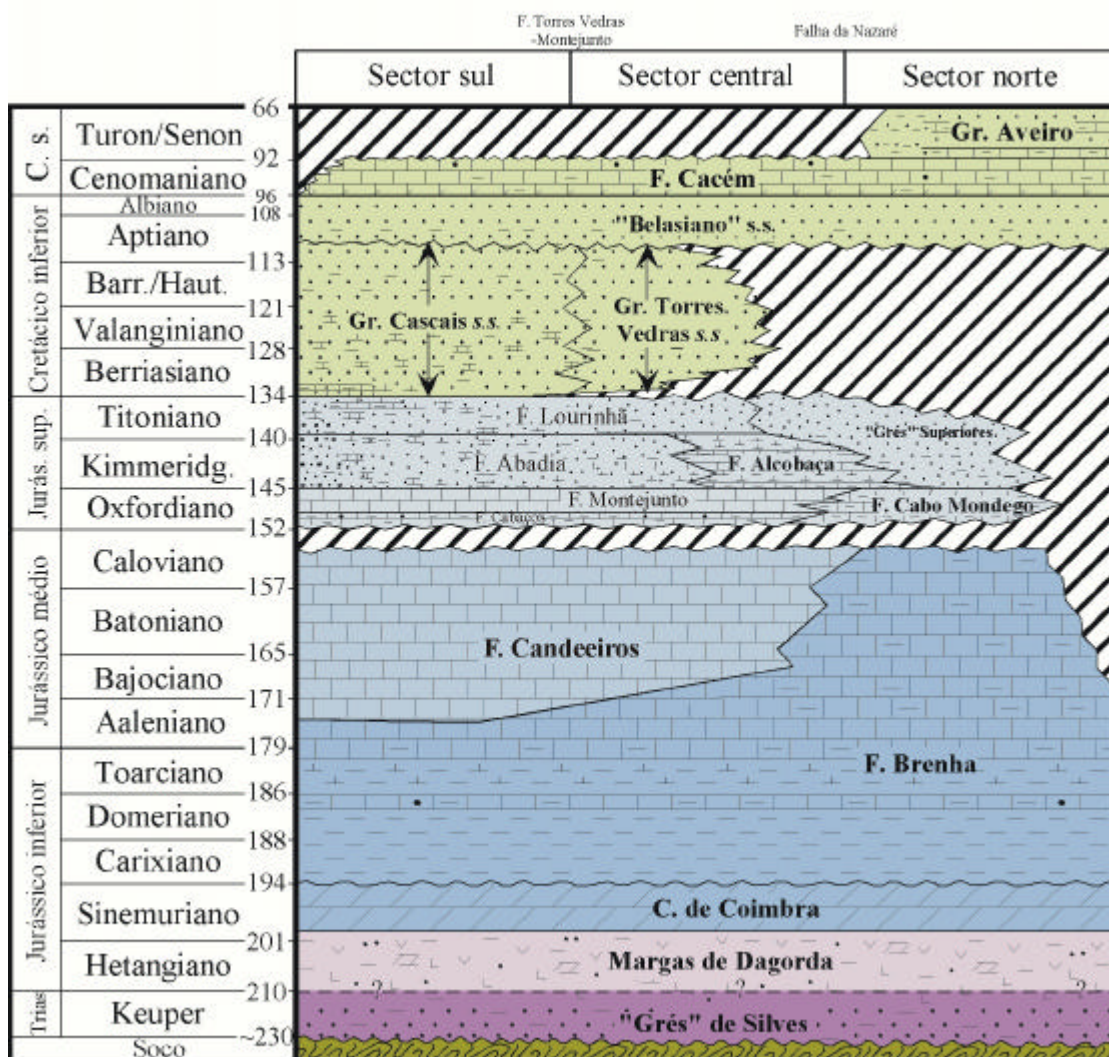
I.3 – Unidades litostratigráficas

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.

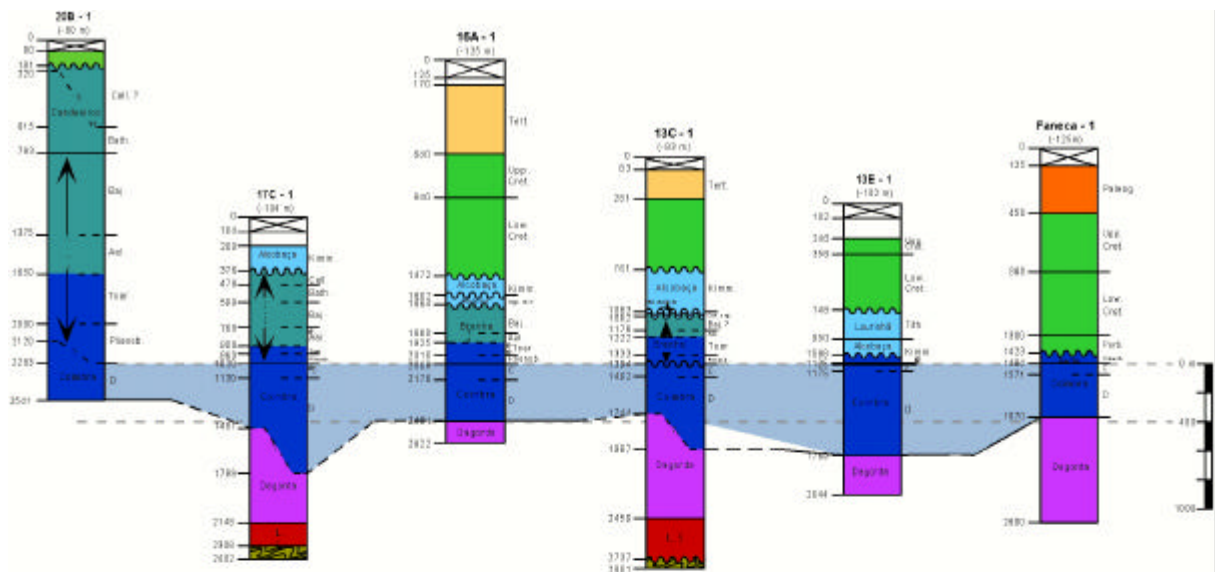


Fig. I.14A - Alinhamento de sondagens junto ao bordo ocidental da Bacia Lusitaniana que mostram espessura média próxima dos 400 m, na unidade das Camadas de Coimbra. Para localização das sondagens, ver Fig. I.7.

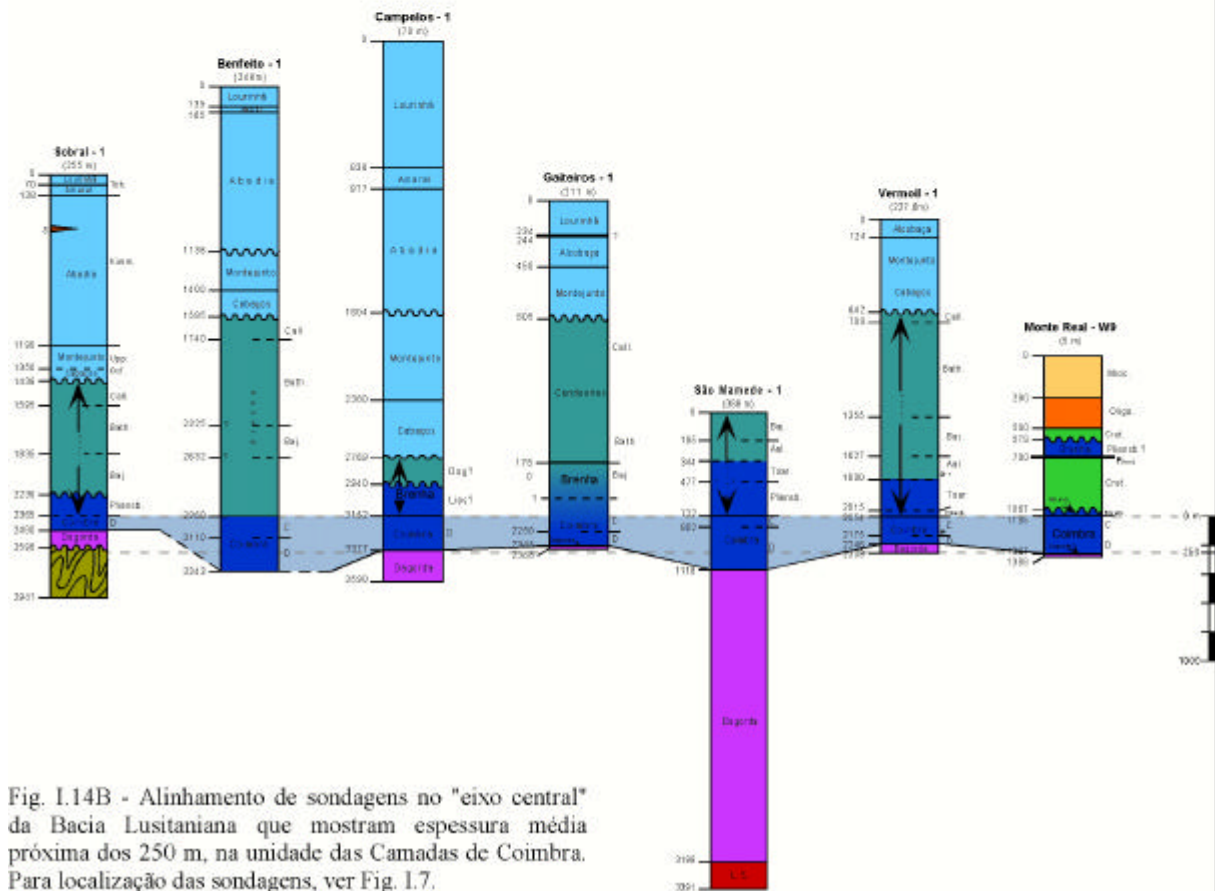


Fig. I.14B - Alinhamento de sondagens no "eixo central" da Bacia Lusitaniana que mostram espessura média próxima dos 250 m, na unidade das Camadas de Coimbra. Para localização das sondagens, ver Fig. I.7.

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).

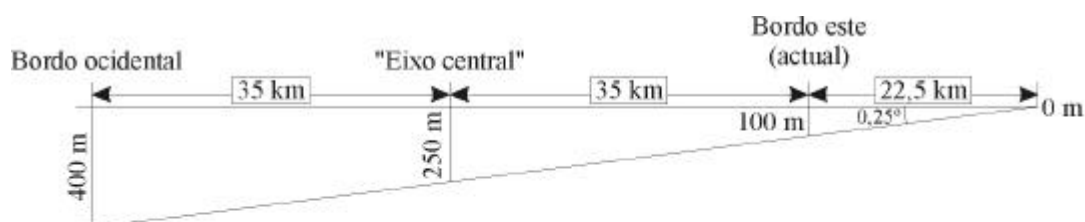


Fig. I.15 - Diagrama que mostra a variação progressiva da espessura das "Camadas de Coimbra", transversal à Bacia Lusitaniana. Segundo este esquema simplificado, o bordo da Bacia Lusitaniana localizar-se-ia a cerca de 25 km a Este do actual limite cartográfico da bacia. Mais ainda, favorece um modelo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

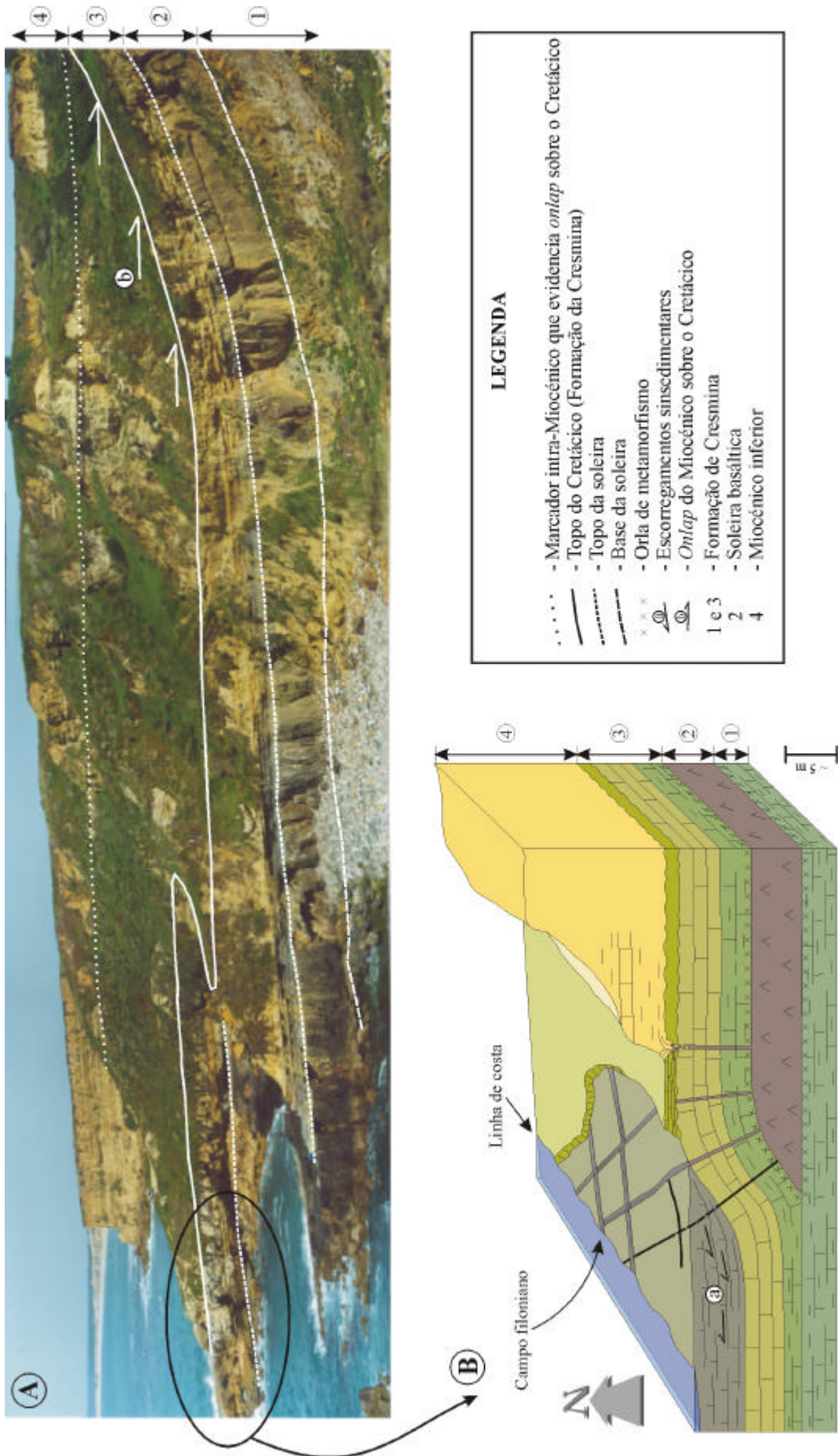


Fig. 1.16 - A) Vista geral da praia da Foz da Fonte, intercalada em unidades do Cretácico inferior. Observa-se sobreposição das unidades miocénicas em "onlap" sobre o Cretácico. B) Bloco diagrama que mostra o avanço da soleira sob sedimentos do Cretácico que, por se encontrarem semilitificados, exibem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

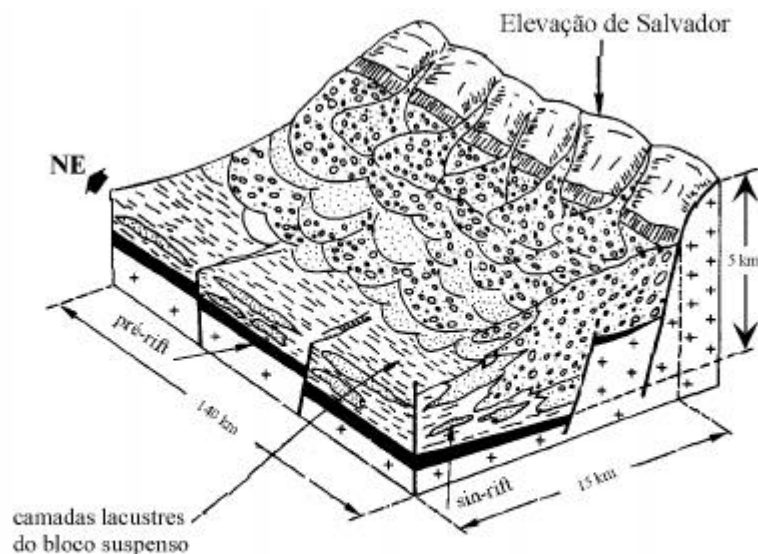


Fig. I.17 - Modelo deposicional associado a bordo de bacia, elevado por *rift shouldering* (seg. L. MAGNAVITA & H. SILVA, 1995).

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. ELMÍ *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. ELMÍ *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.

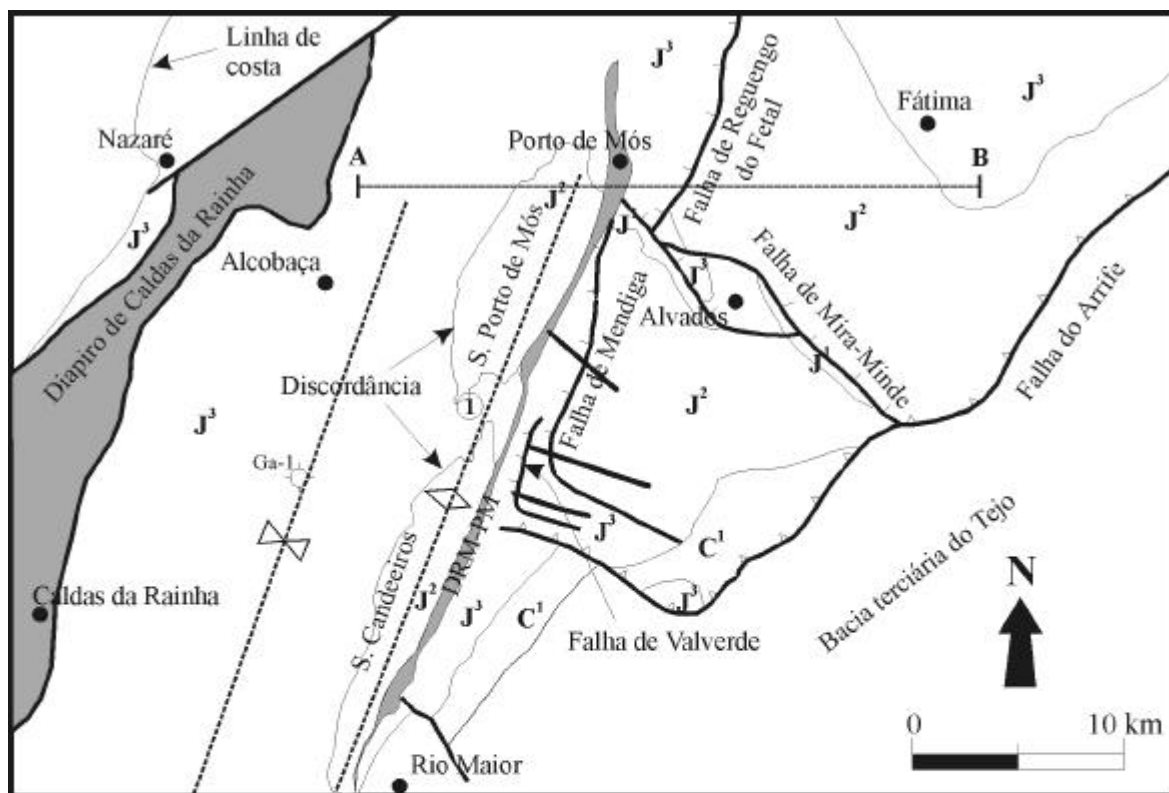
Alguns aspectos peculiares associados à descontinuidade são dignos de realce, nomeadamente a ocorrência de níveis de calhaus negros nas primeiras camadas sobre a discordância, em algumas das áreas citadas, nomeadamente na Serra de Sicó (informação oral de A. F. Soares), Pombal, Candeeiros, plataforma 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).

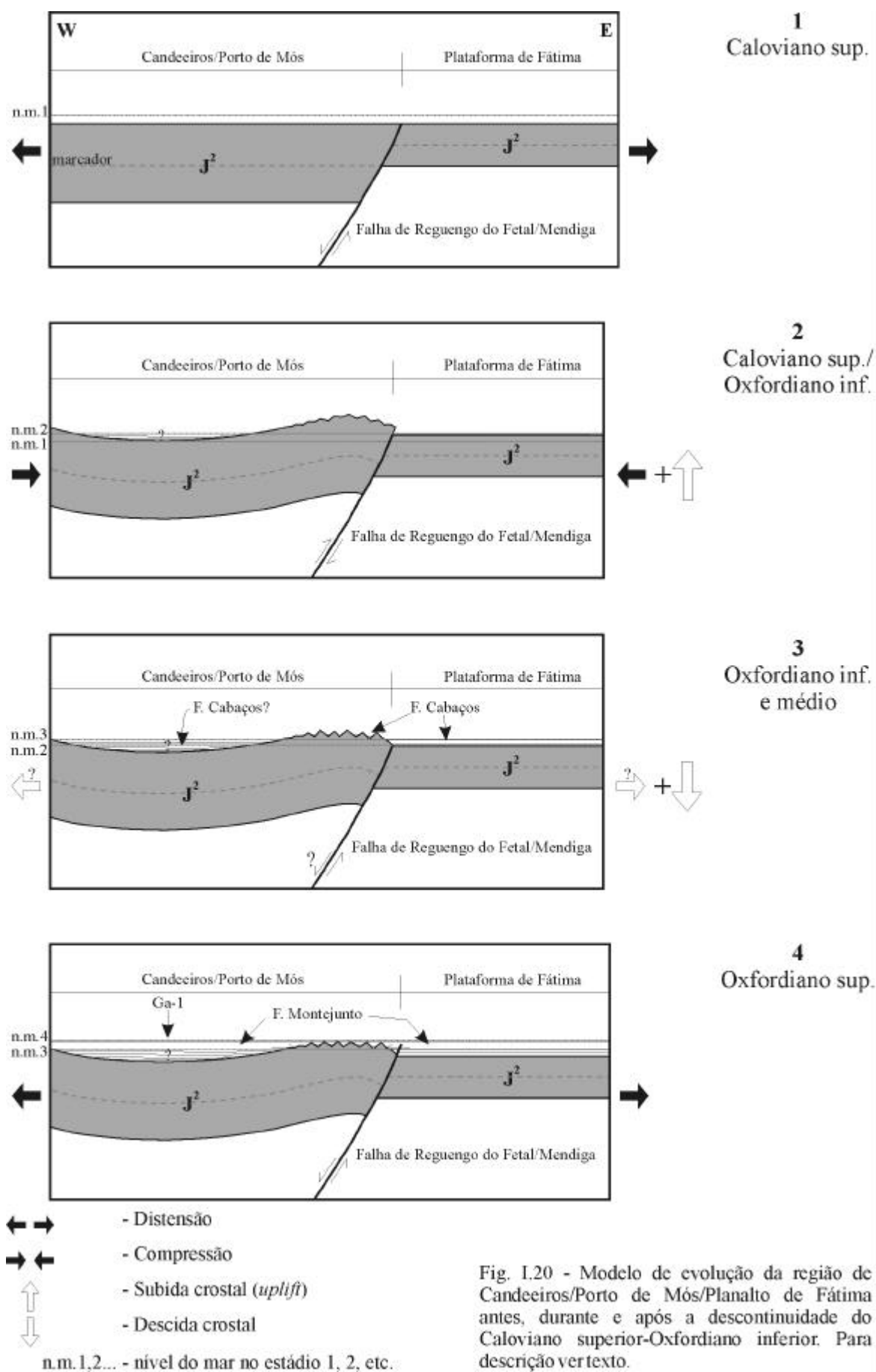


Fig. I.20 - Modelo de evolução da região de Candeeiros/Porto de Mós/Planalto de Fátima antes, durante e após a descontinuidade do Caloviano superior-Oxfordiano inferior. Para descrição ver texto.

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.

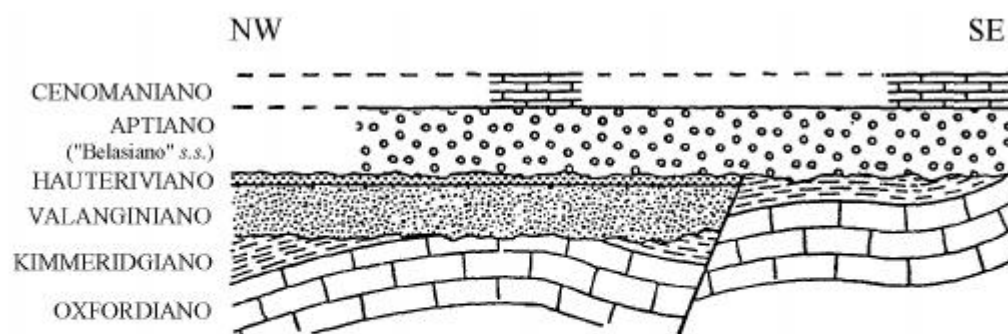


Fig. I.21 - Relações geométricas entre diferentes unidades do Jurássico e do Cretácico, em afloramento na região de Cercal (REY, 1999). De notar: i) discordância do Valanginiano que afecta o Jurássico superior dobrado; ii) discordância da base do "Belasiano" s.s. que sela falha normal de idade Cretácico 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	m. Praia Lagoa	m. Praia da Lagoa	
			m. Ponta Alta	m. Ponta Alta	
			m. Cobre	m. Cobre	CRESMINA
BARREMIANO	GRUPO DE TORRES-VEDRAS	REGATÃO	REGATÃO	REGATÃO	
		RIBEIRA DE ILHAS	GUINCHO	BOCA DO CHAPIM	
		?		PAPO SECO	
?	FONTE GRADA	RIBAMAR		AREIA DO MASTRO	
HAUTERIVIANO	LUGAR D'ALÉM	PRAIA DOS COXOS	CABO RASO	LADEIRAS	
	SANTA SUSANA	SANTA SUSANA	MACEIRA	m. Lagosteiros	
		SANTA SUSANA		MACEIRA	
VALANGINIANO BERRIASIANO SUP.	SÃO LOURENÇO	SÃO LOURENÇO	GUÍLA	GUÍLA	
	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 crostal, 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 crostal; 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 Pínhel (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	216±6	1º	(2)
Salgueiral	S Pínhel (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 Pínhel (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	206±4	1º	(2)
Zabro	N Trancoso (MH)	R. Básica	Filão	NNE-SSW	204±6	1º	(2)
Pínhel	Pínhel (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	Escoadas	-	72,6±3,1	3º	(6)
Ribeira de Ilhas	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	Escoadas	-	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)
Óbidos	Diapiro Caldas da Rainha (BL)	Episénito	-	-	-	3º	(3)
Roliça	Diapiro Caldas da Rainha (BL)	Dolerito angítico	-	-	-	3º	(3)
Foz da Fonte	N Cabo Espichel (BL)	Dolerito	Solera	-	Intra-Aptiano (±110)**?	2º?	(3)

* datação por correlação estratigráfica (P. Choffat, 1988-92)

** 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.

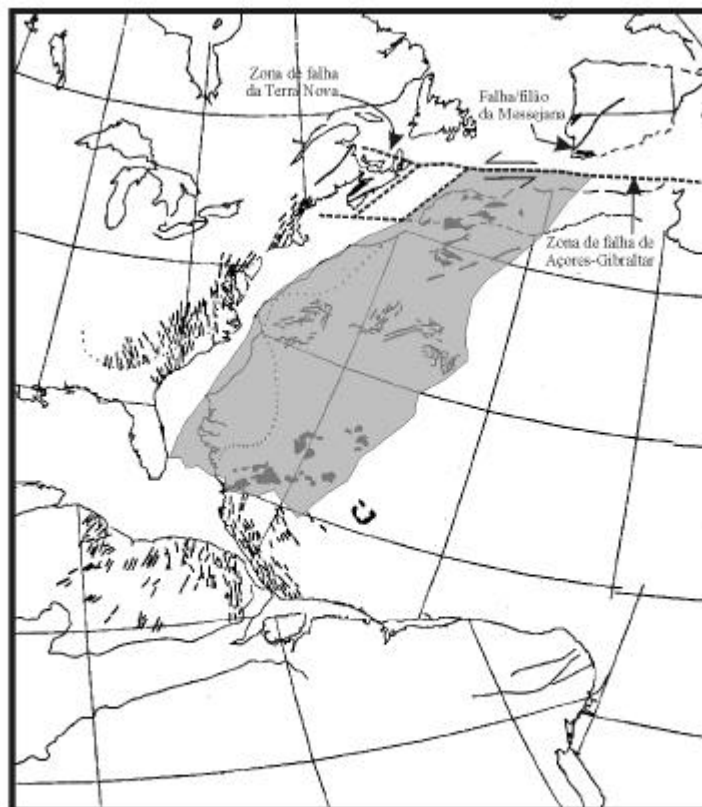


Fig. I.22 - Províncias magmáticas relacionadas com a abertura do Atlântico central, no intervalo 206 a 195 M.a.. A sombreado: corredor magmático no noroeste africano (mod. J. MARCOUX *et al.*, 1993).

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

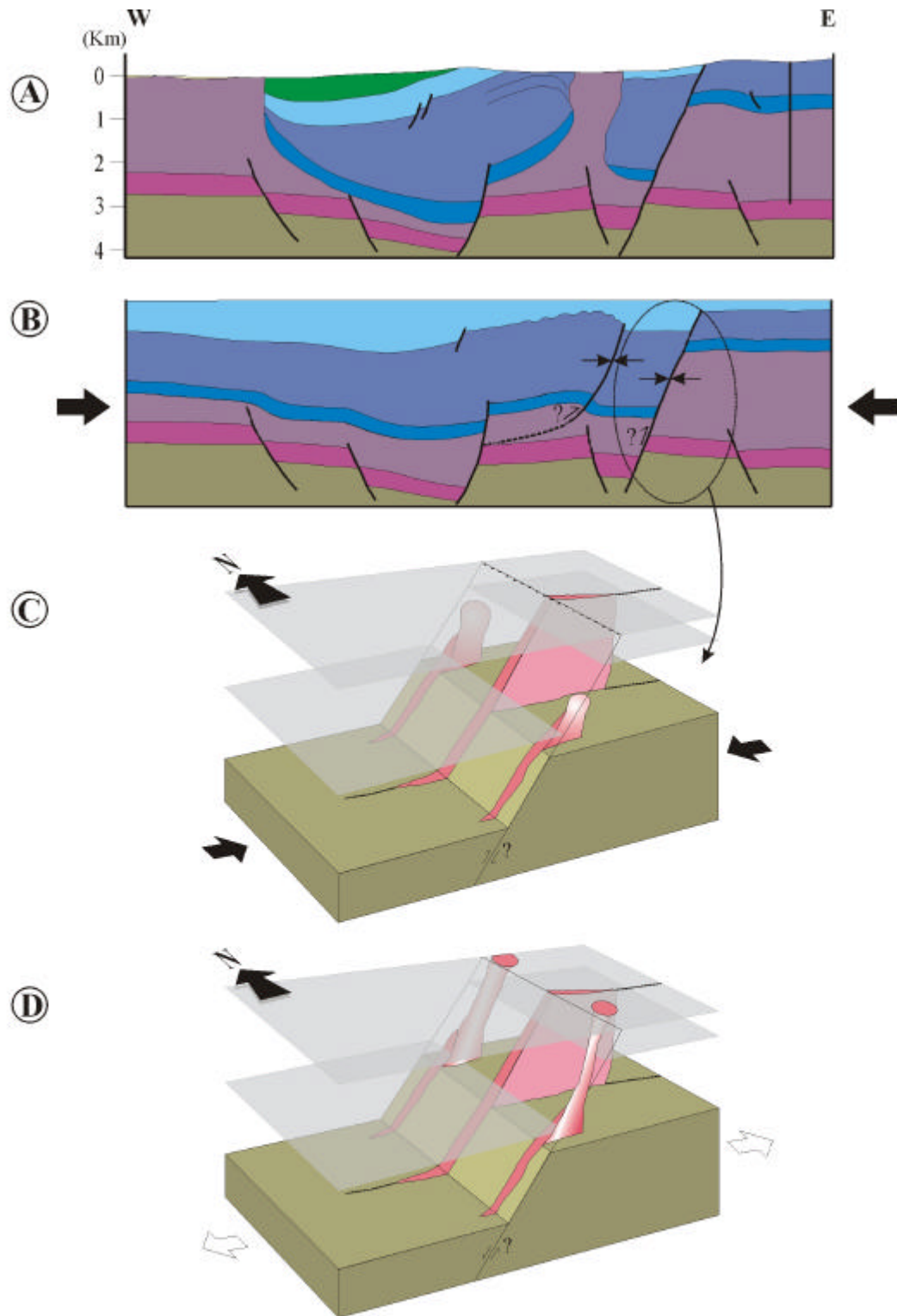


Fig. 1.23 - Tentativa de reconstituição e modelo de instalação de corpos ígneos, durante o início do Cretácico inferior (Berriasiano-Valanginiano). A) Perfil representativo da situação actual, elaborado a partir de perfil sísmico interpretado por S. LOMHOLT *et al.* (1996) (sobreelevado 2X). B) Tentativa 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 sobrejacentes. 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 Maфра; A. RIBEIRO *et al.* (1979) sugerem, para o último caso, “idade próxima das primeiras manifestações do ciclo (100 M.a.)”, embora sem o justificarem.

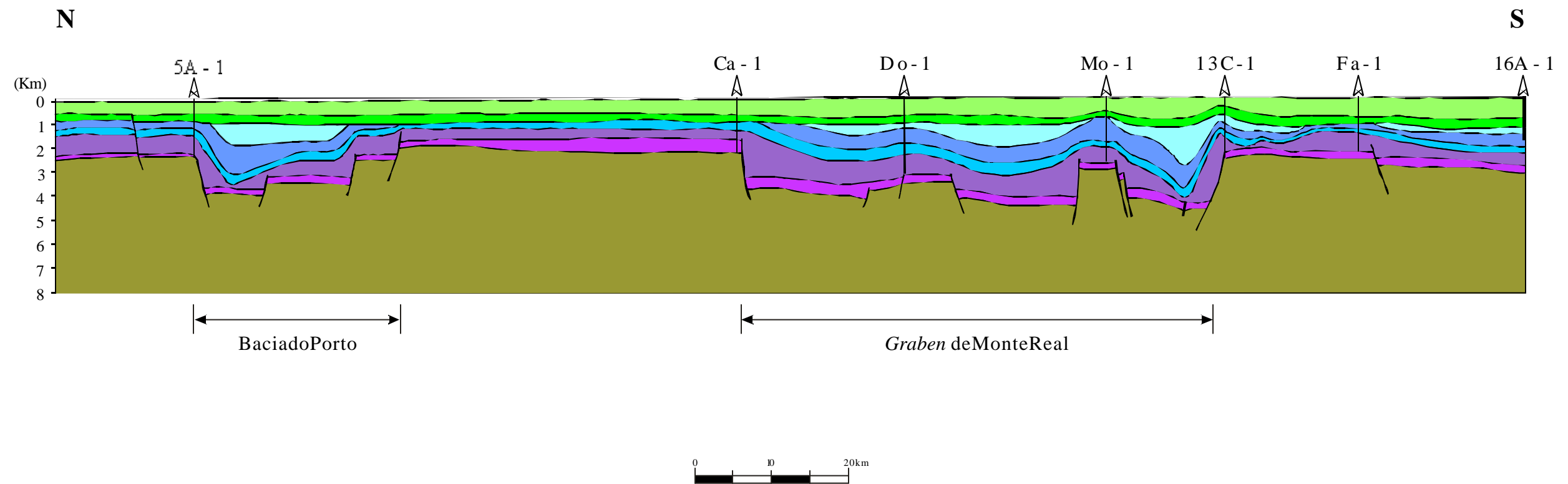
Quanto às ocorrências referenciadas na região da Arrábida (diapiro de Sesimbra e Norte do Cabo Espichel) as rochas anteriormente classificadas como doleritos, teschenitos e lamprófios (ZBYSZEWSKI *et al.*, 1965), foram recentemente integradas na família dos teschenitos (MARTINS, 1991; MANUPPELLA *et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

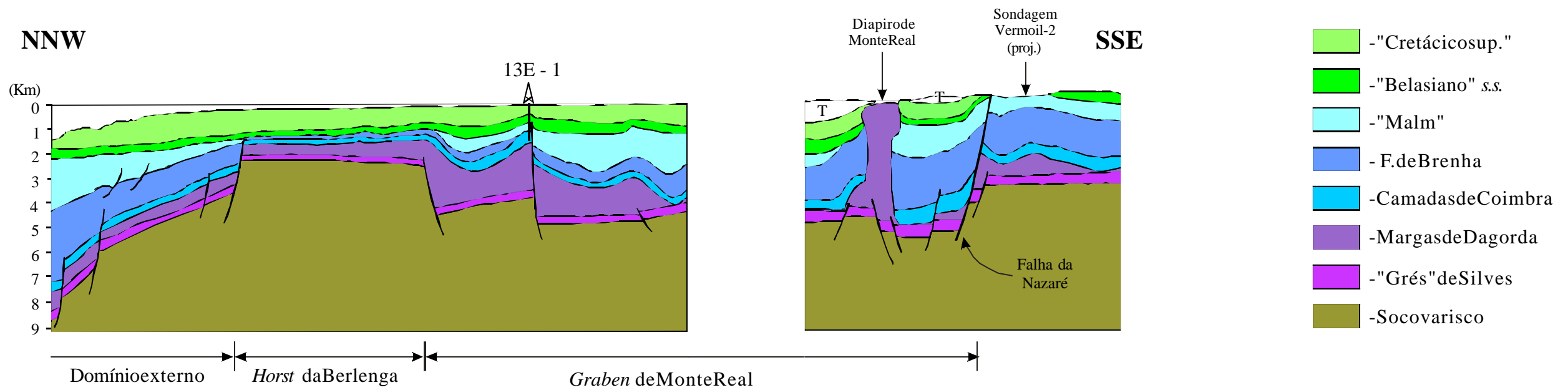


Fig.I.24-Interpretações efectuadas a partir de perfis sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitânica (T=Terciário). Para localização dos perfis, ver Fig.I.7. (Seg. S.LOMHOLT *et al.*, 1996)

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”,

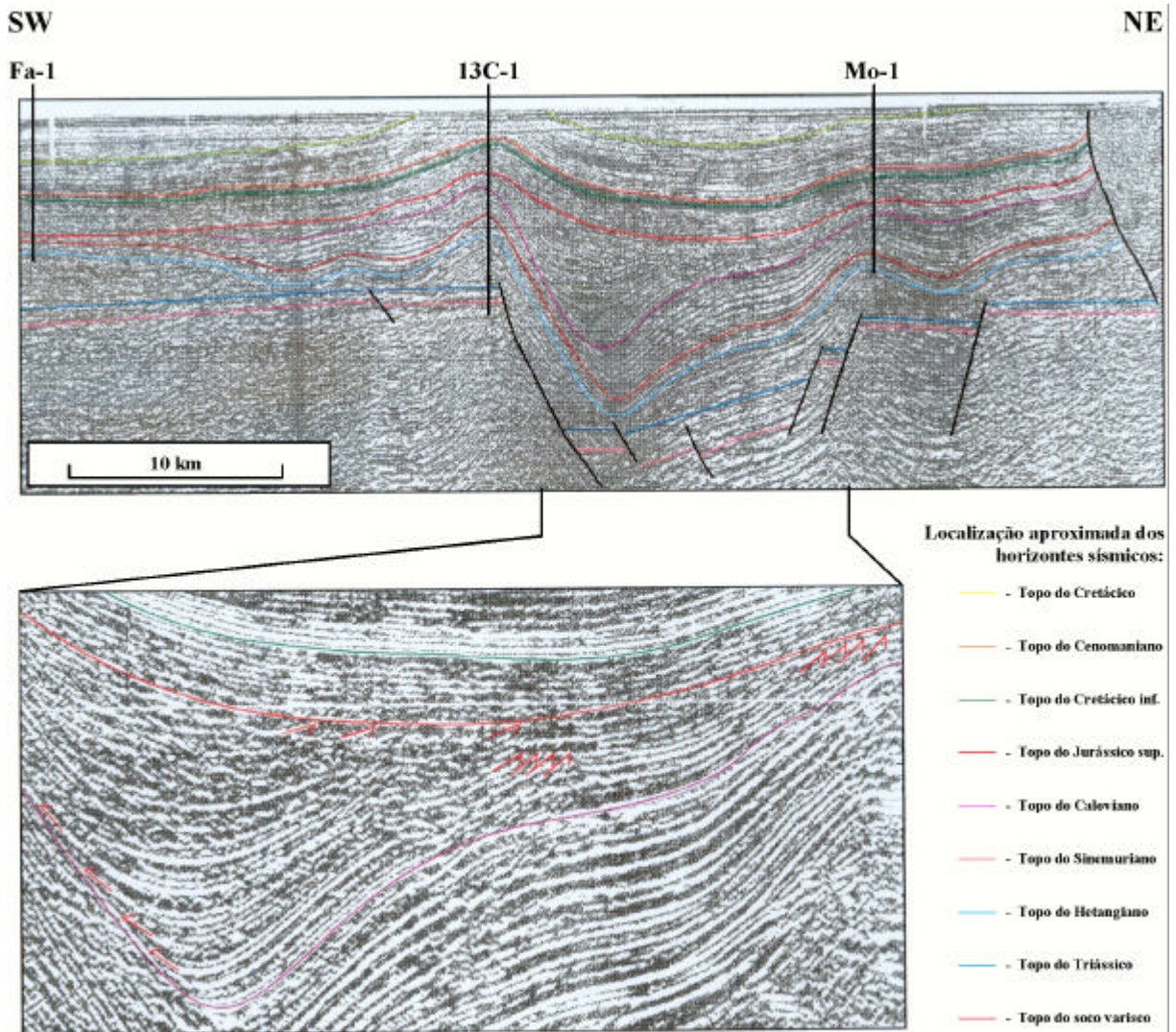


Fig. I.25 - Secção sísmica do perfil LP-1, onde é visível a deposição das unidades do Jurássico superior em *onlap* sobre as unidades subjacentes (setas a SW) (RASMUSSEN *et al.*, 1998). Os autores assinalam discordância intra-Jurássico superior (F. de Montejunto / F. de Abadia) e no limite inferior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

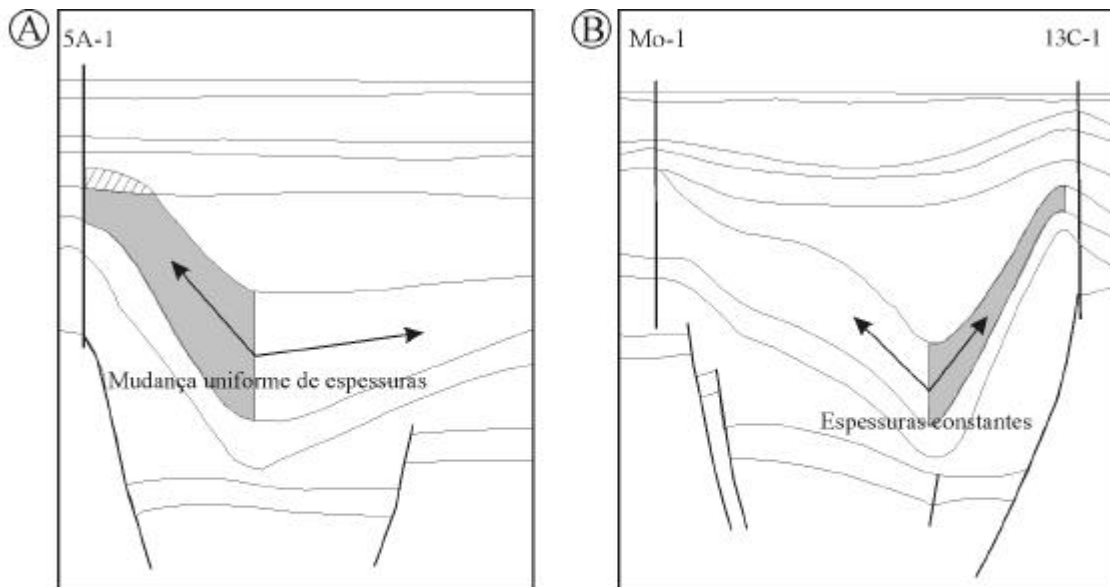


Fig. I.26 - Pormenores do perfil LP-1 que mostram a diferença de estilo nas mudanças de espessura da Formação de Brenha. Em A) ela é uniforme a partir da zona axial do sinclinal, o que indicia deposição coeva à flexão; em B) verifica-se que as espessuras da formação a partir da zona axial são constantes,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

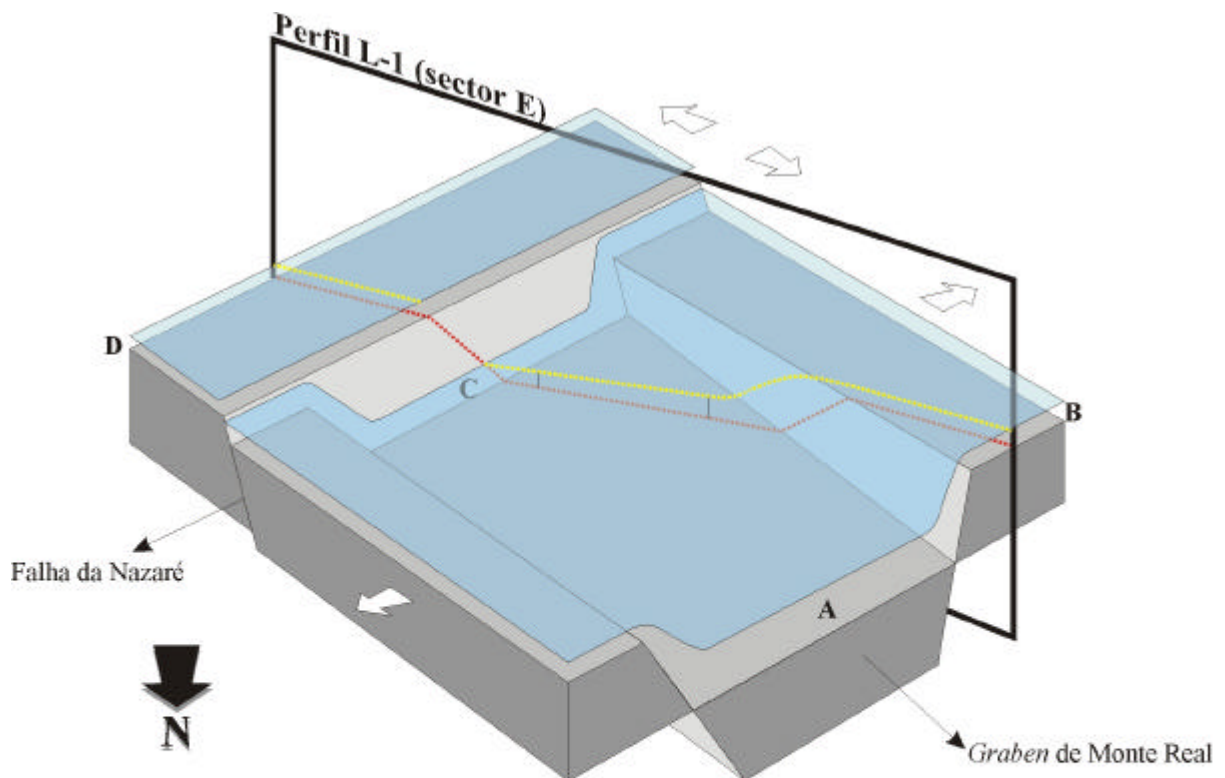


Fig. I.27 - Bloco diagrama que mostra a necessidade de precaução ao estabelecer eventuais comparações entre variações de espessura em estruturas não relacionadas geneticamente. Sem o conhecimento, a três dimensões, das estruturas por ele atravessadas, corre-se o risco de, erroneamente se estabelecerem 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,

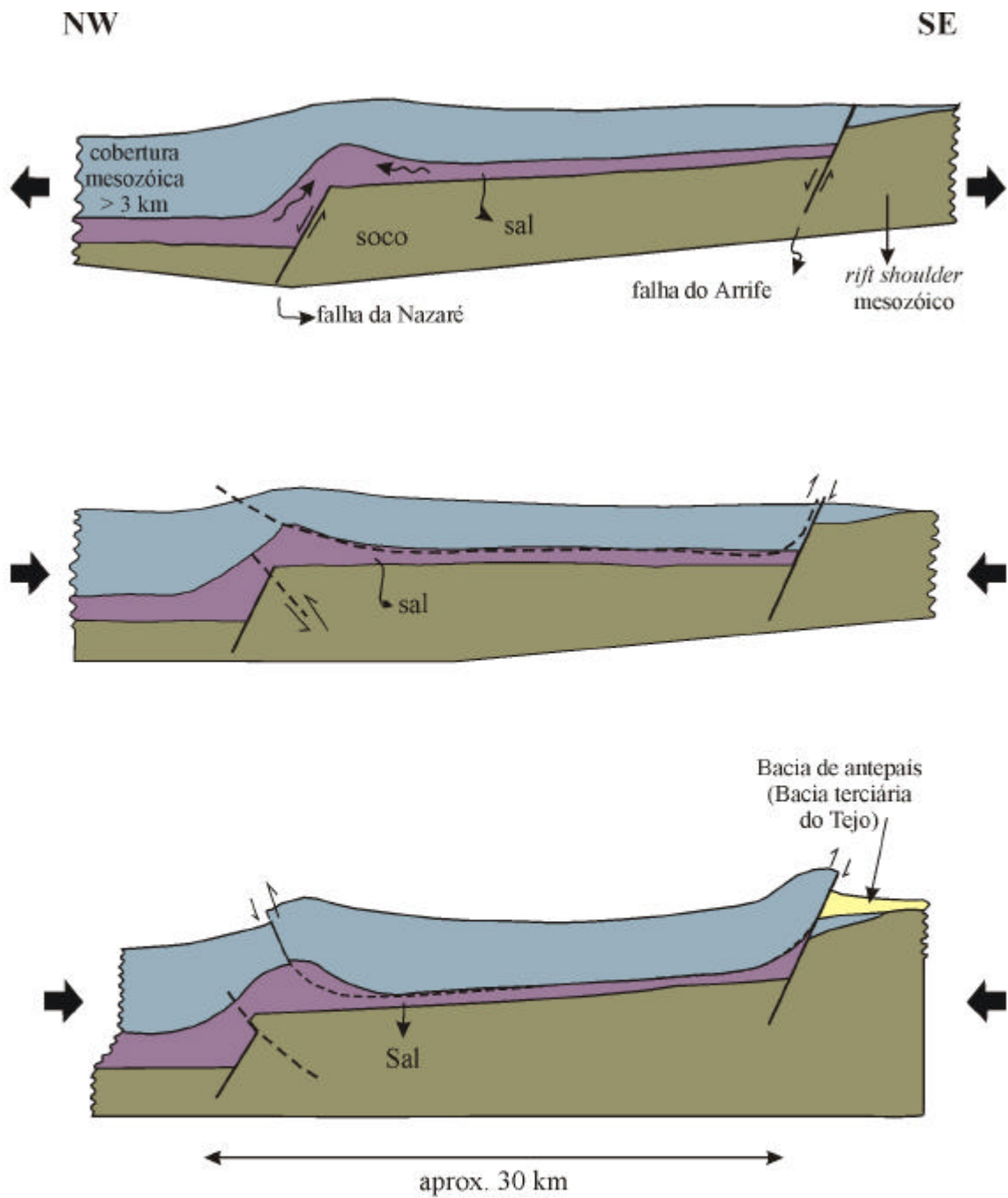


Fig. I.28 - Interpretação estrutural e evolução tectónica da falha da Nazaré. A) Durante a distensão mesozóica a falha da Nazaré funcionou como falha normal inclinando para Norte, proporcionando a acumulação de maior espessura de sedimentos neste compartimento e, eventualmente, favorecendo algum espessamento 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).

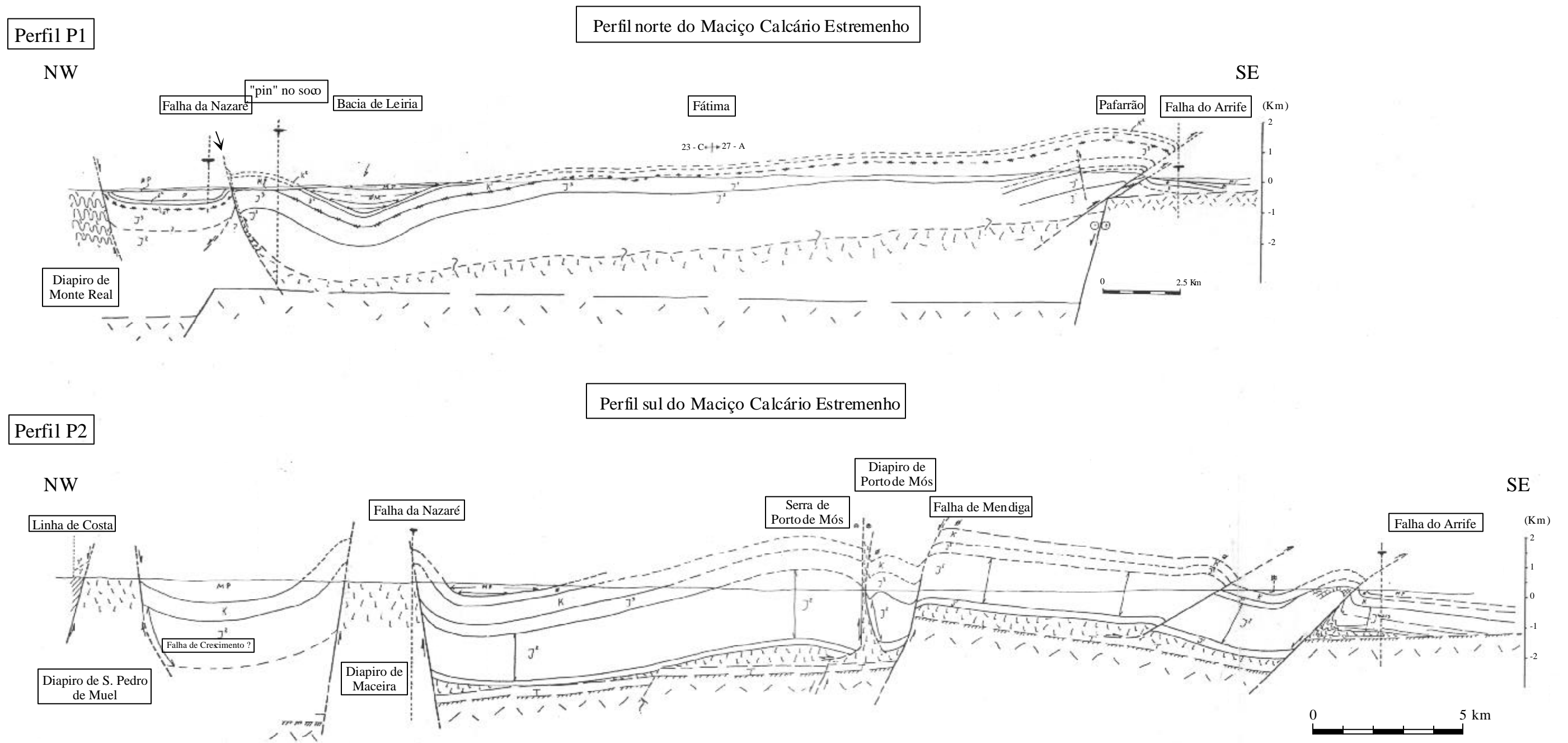


Fig I.29 - Perfis NW-SE (P1+P2) através do sector central da Bacia Lusitaniana (para localização, ver Fig. I.7). O encurtamento estimado para a cobertura é da ordem de $\epsilon=5\%$. De notar ainda que a inversão é do tipo *thin skinned* e grande parte da extensão no soço não foi recuperada durante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

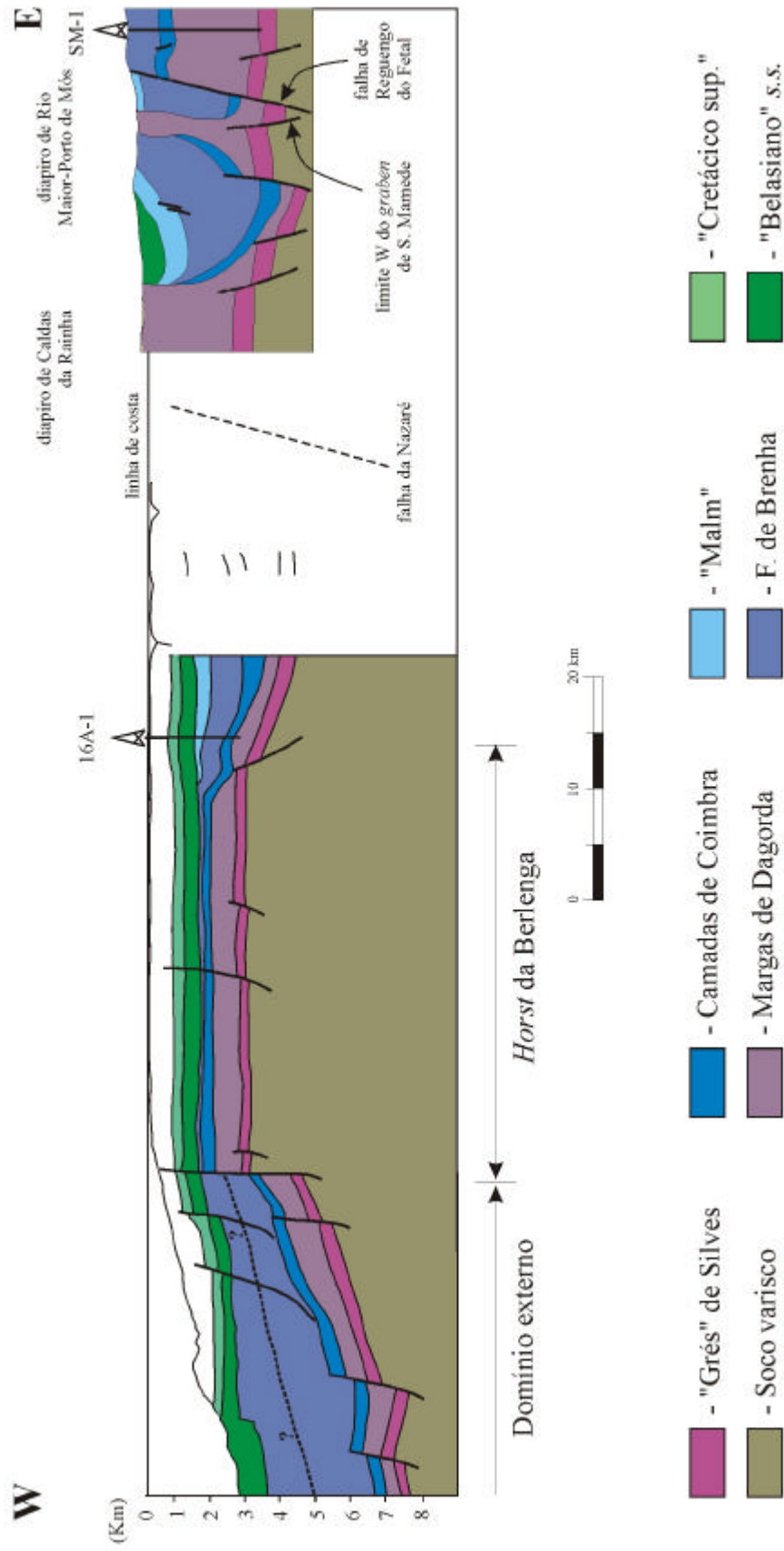


Fig. I.30 - Interpretações efectuadas a partir de perfis sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitaniana. Para localização do perfil, ver Fig. I.7. (Seg. S. LOMHOLT *et al.*, 1996)

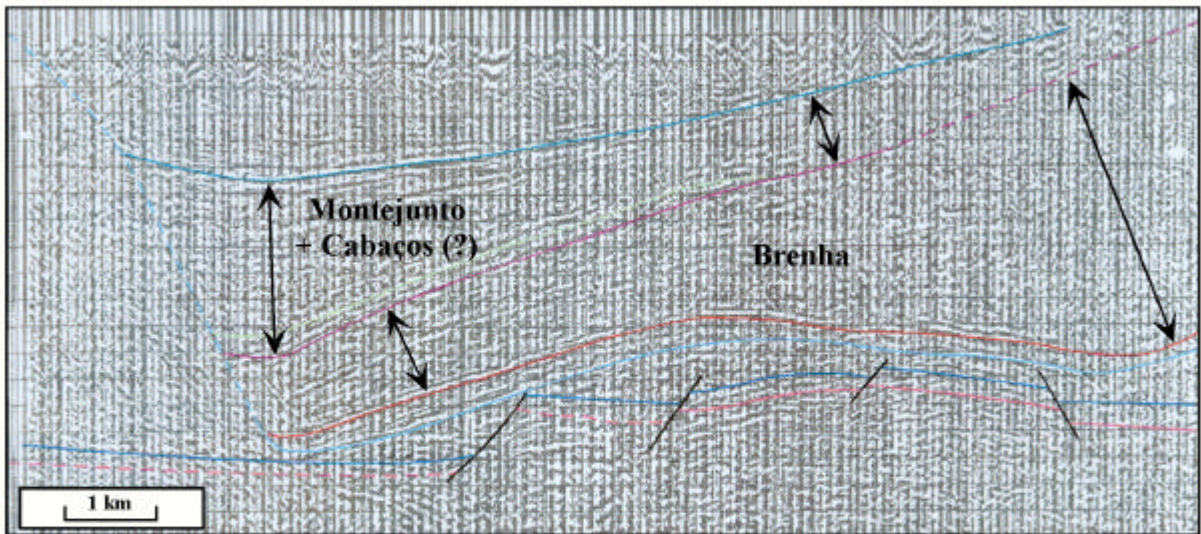


Fig. I.31 - Sección sísmica no bordo este do diapiro de Caldas da Rainha, que mostra o espessamento da Formação de Brenha em direcção a Este e das unidades inferiores do Jurássico superior (Formações de Cabaços? e Montejunto) em direcção ao diapiro (seg. E. RASMUSSEN *et al.*, 1998). As cores dos horizontes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

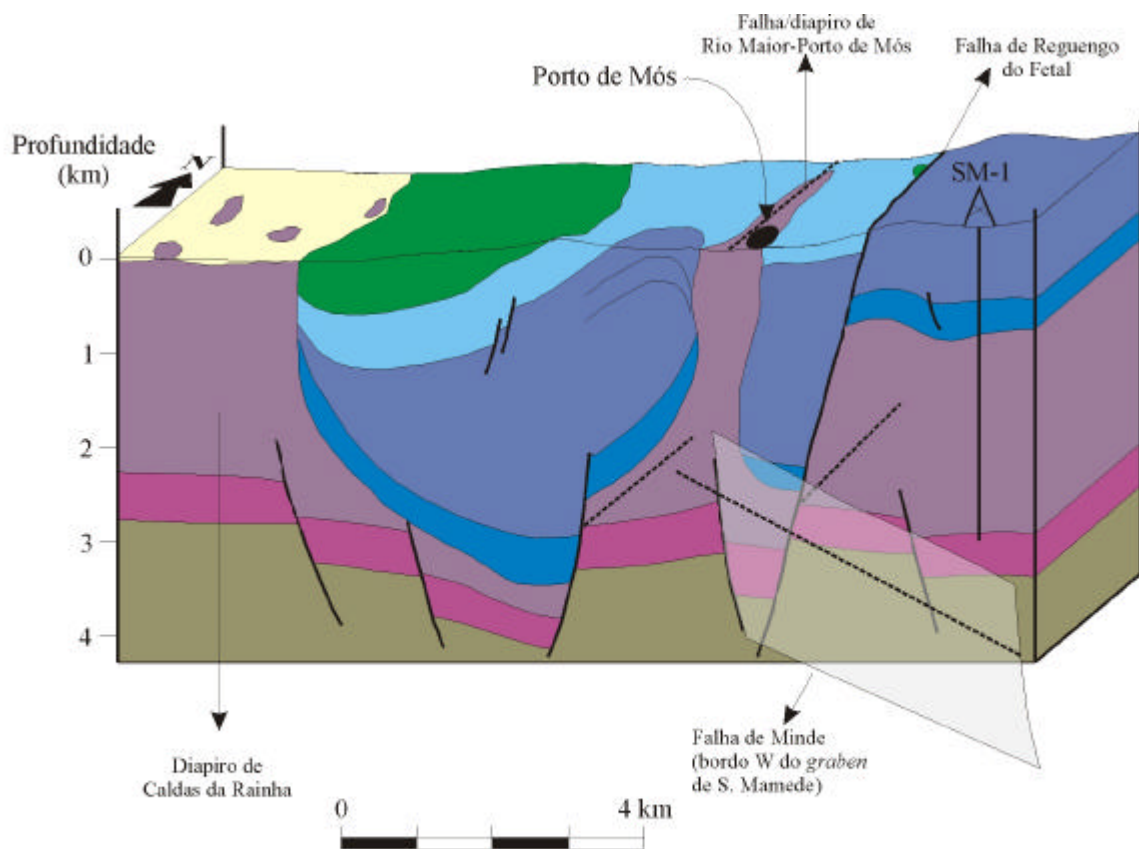


Fig. I.32 - Bloco diagrama ilustrando as relações geométricas tridimensionais entre as principais falhas presentes na região de Porto de Mós. Desenho efectuado a partir de interpretação de perfil sísmico (RASMUSSEN *et al.*, 1996) e da folha 27-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 .

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

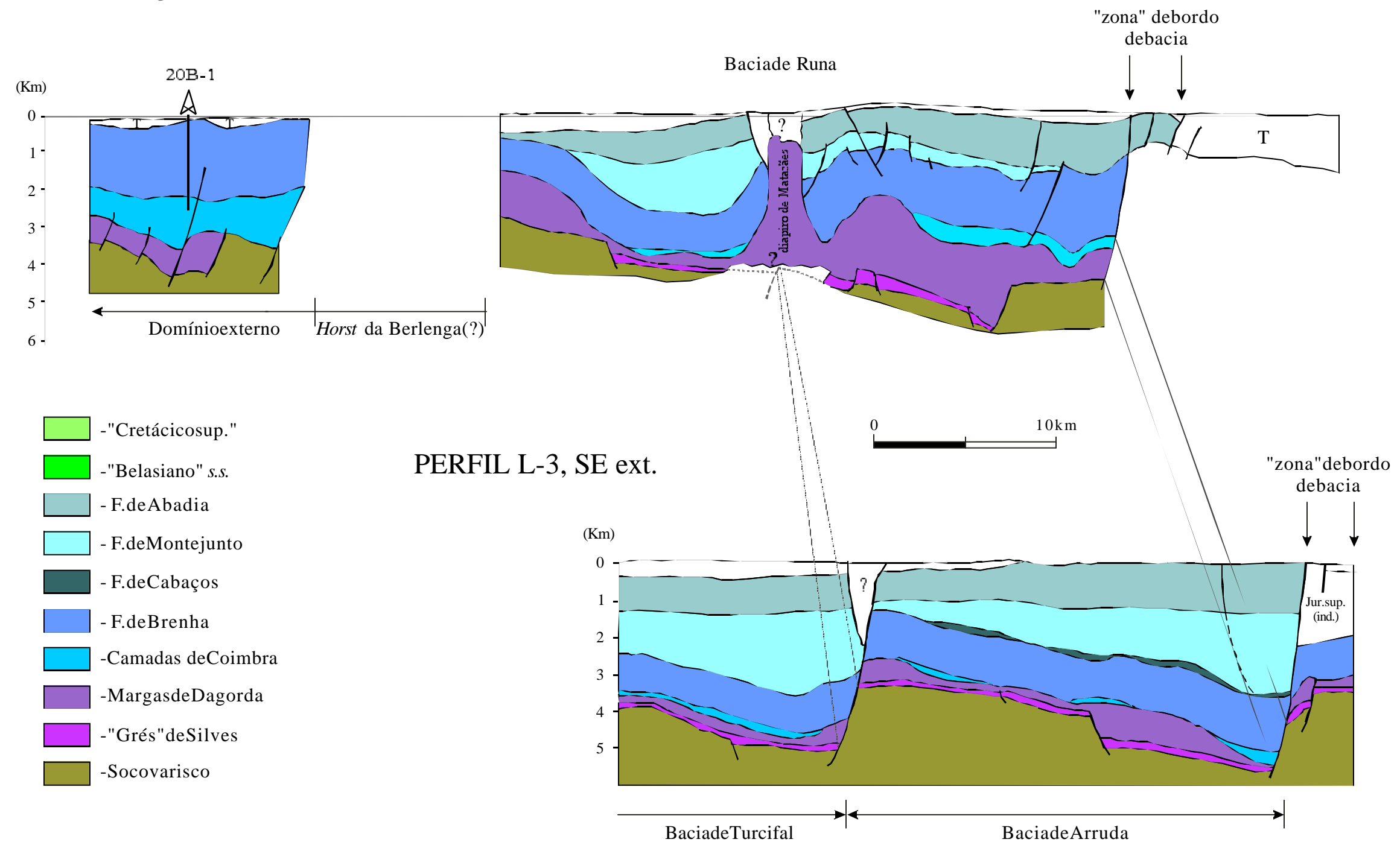


Fig. I.33 - Interpretações efectuadas a partir de perfís sísmicos de reflexão, com localização de unidades tectónicas da Bacia Lusitaniana (T=Terciário). Para localização dos perfís, ver Fig. I.7. (Seg. S. LOMHOLT *et al.*, 1996)

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.

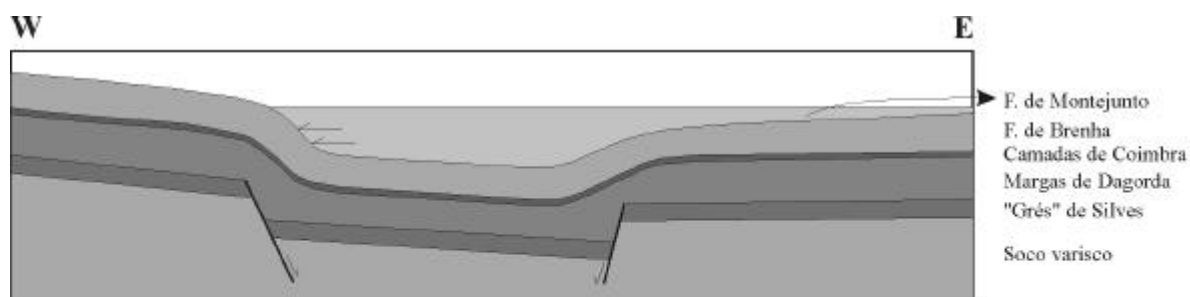


Fig. I.34 - Representação esquemática do enquadramento tectono-sedimentar aquando da deposição da Formação de Abadia. Sugere-se a existência de *graben* onde a Formação de Brenha se terá adaptado ductilmente à depressão estrutural, de forma a originar uma maior subsidência compensada pela deposição da 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;

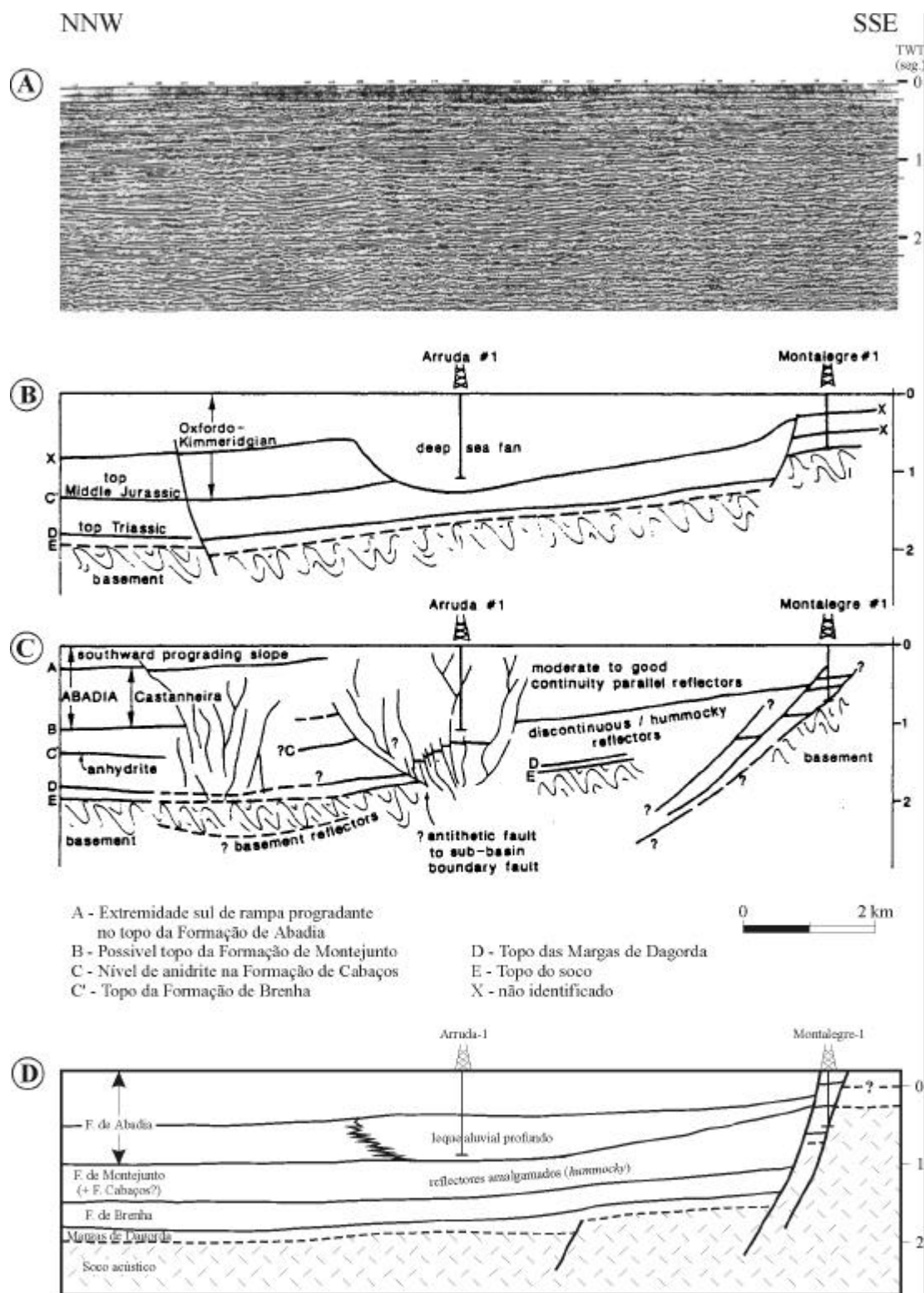


Fig. I.35 - A) Parte meridional da linha sísmica AR9-80 (escala vertical em segundos, *Two Way Time*); B) Interpretação de C. MONTENAT *et al.*, 1988; C) Interpretação de R. LEINFELDER & R. WILSON, 1989; D) Interpretação proposta. Ver texto para explicações pormenorizadas. (Mod. de R. LEINFELDER & R.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

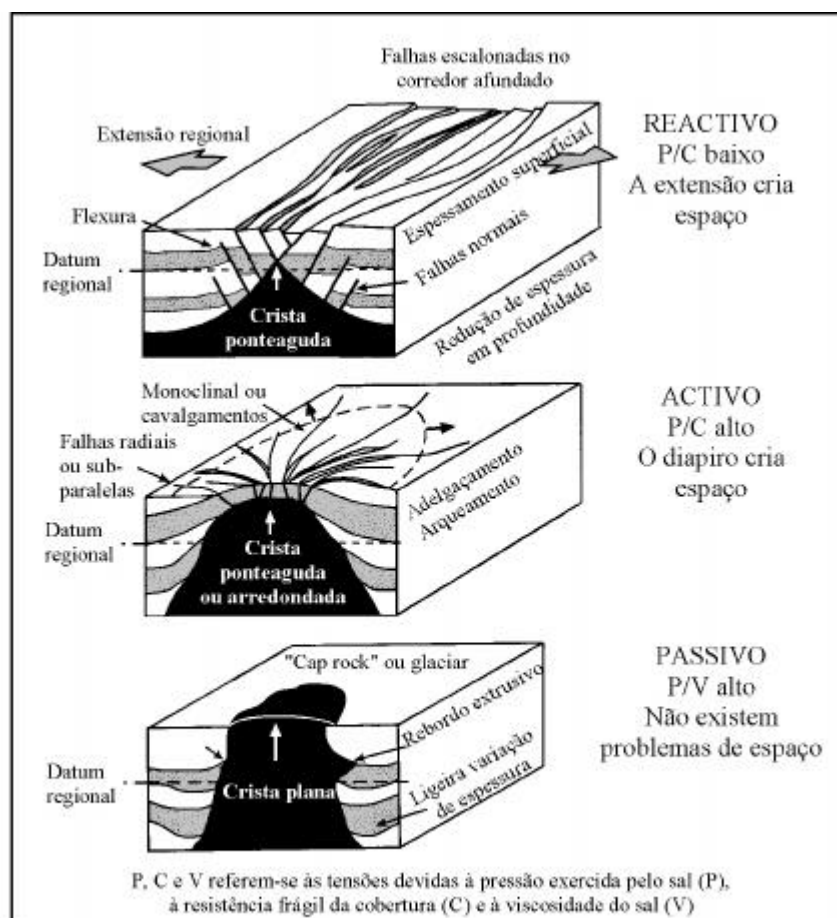


Fig. I.36 - Três modelos de perfuração de diapiros (a preto) e estruturas associadas. O datum regional corresponde à base original do nível cinzento superior (seg. M. JACKSON *et al.*, 1994a).

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).

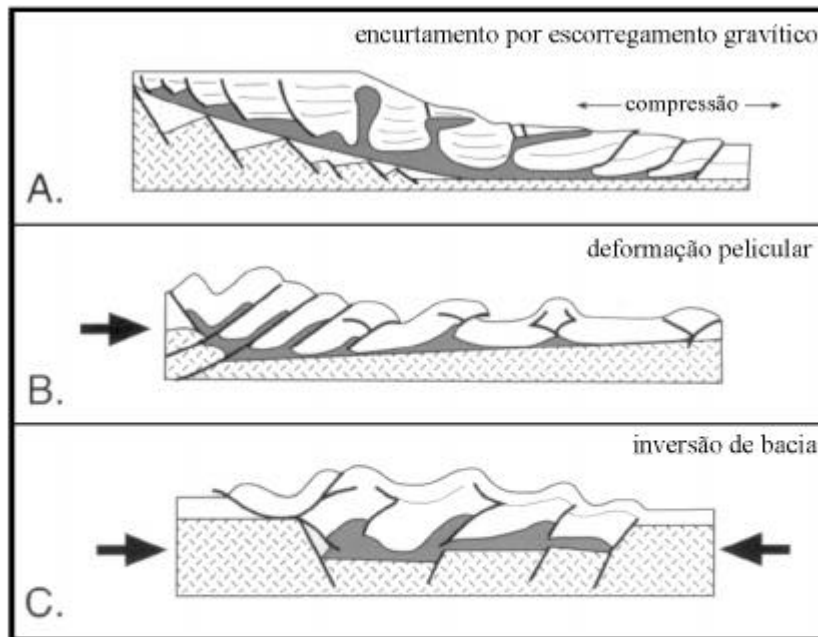


Fig. I. 37 - Tectónica salina em regime compressivo. A) Escorregamento gravítico em talude continental, sem envolvimento de soco, que produz empilhamento de blocos na frente do talude. O nível de descolamento é o do sal. B) Deformação pelicular (*thin skinned*) na frente de orógeno, envolvendo descolamentos 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.

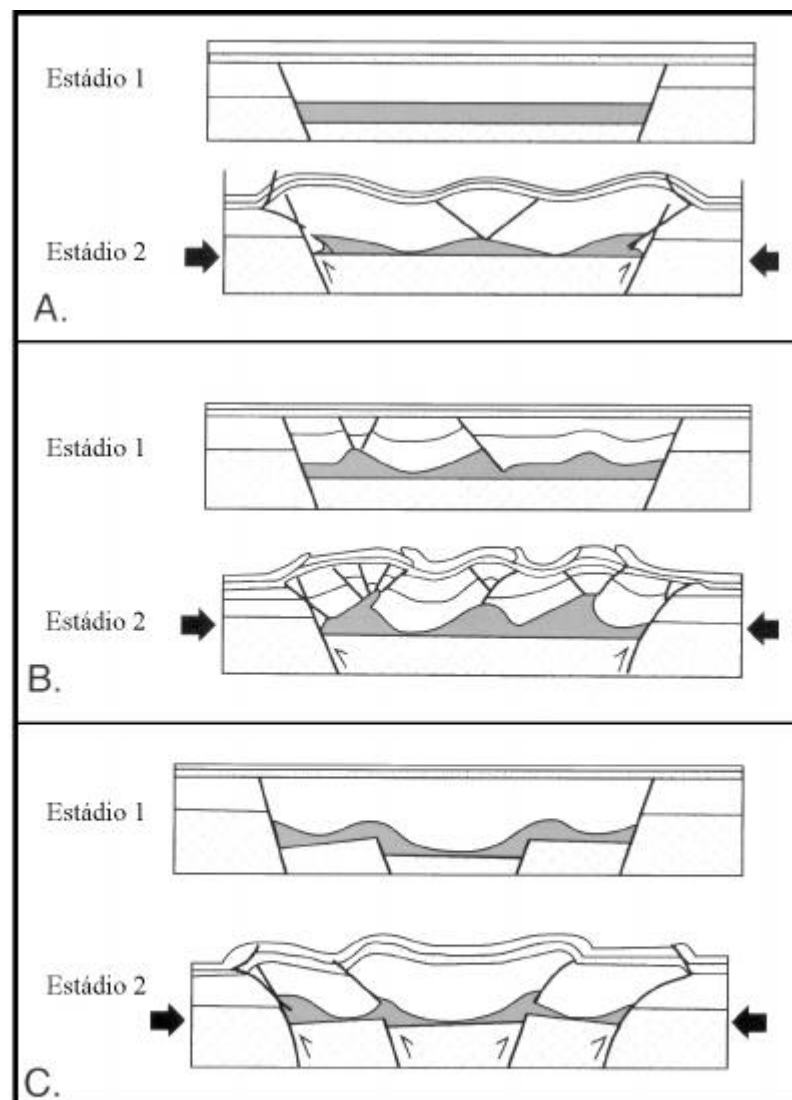


Fig. I.38 - A evolução estrutural de um *graben* de soco invertido está dependente das estruturas pré-existentes no *graben* (nível evaporítico a cinzento). A) Nos níveis homogêneos desenvolvem-se dobras e *short-cut faults*. Os eixos das dobras são perpendiculares à compressão. B) As dobras e cavalgamentos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

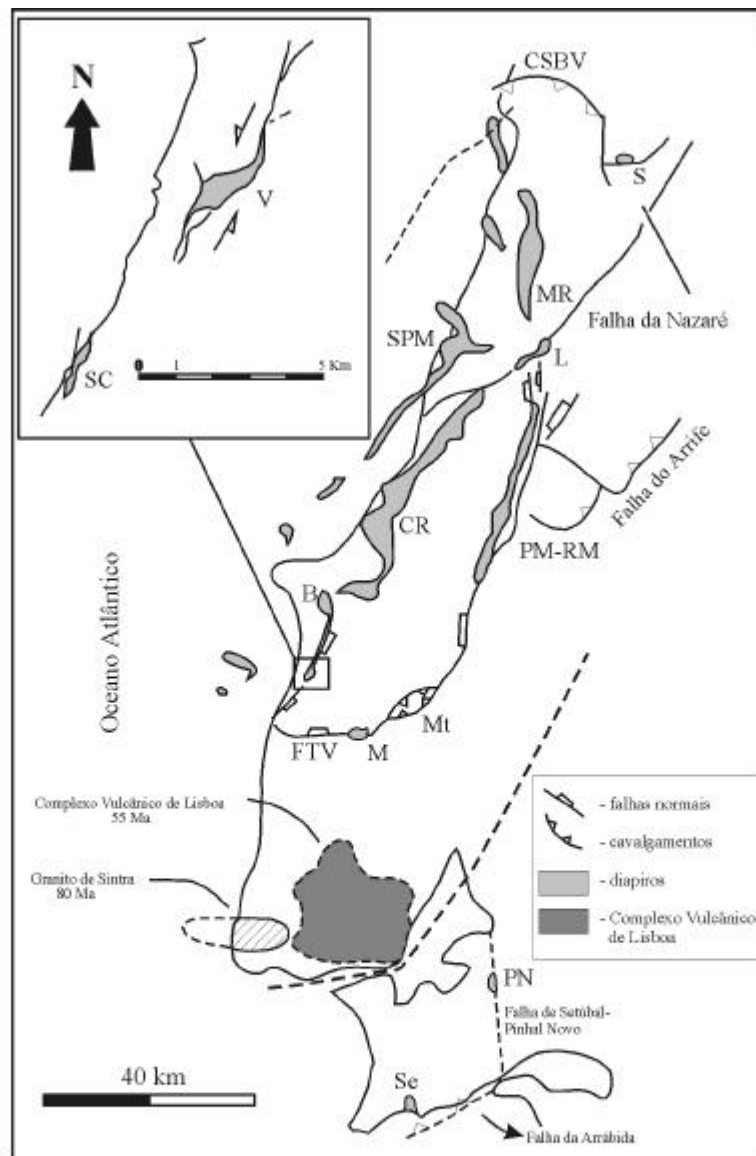


Fig. I.39 - Localização de diapiros na Bacia Lusitaniana (a preto) e outras estruturas da Bacia Lusitaniana. Estão também assinaladas as localizações do maciço ígneo de Sintra e do Complexo Vulcânico de Lisboa.

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

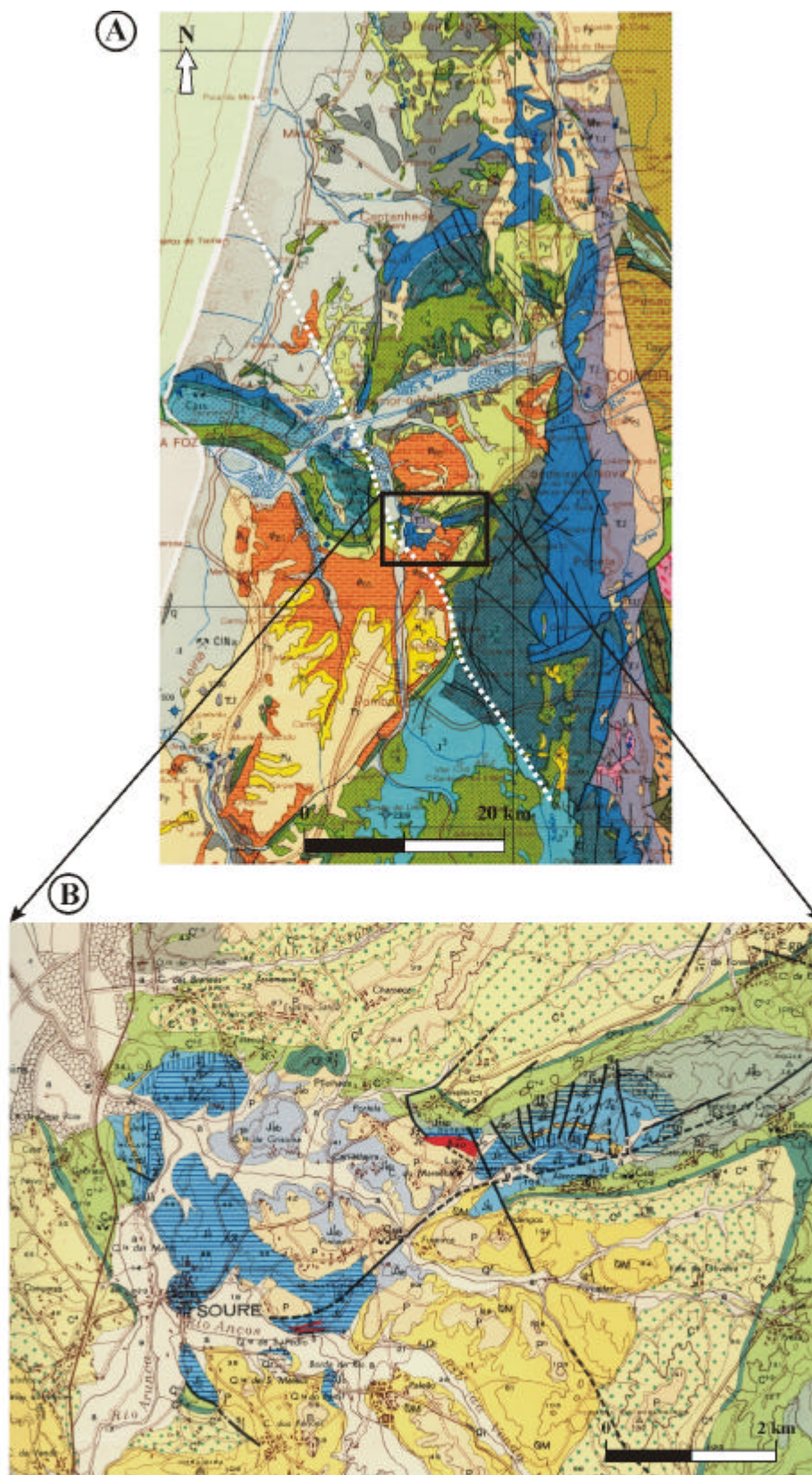


Fig. 1.40 - A) Enquadramento regional do diapiro de Soure; de notar a ausência de afloramentos do Jurássico superior a Este do alinhamento marcado a ponteados. B) Pormenor da cartografia da área do diapiro, onde se salienta o recobrimento do núcleo por unidades do Cretácico e o prolongamento da estrutura 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 palinórfos 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 gabróicos 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.

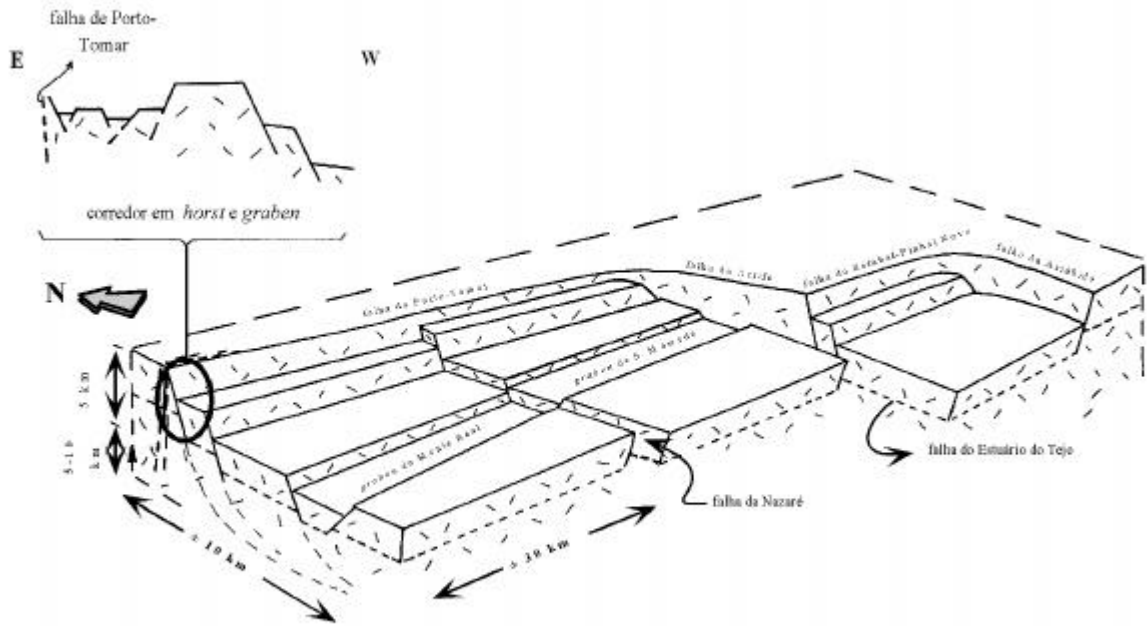


Fig. 1.41 - Modelo tridimensional do soco da Bacia Lusitaniana, mostrando a interligação entre as falhas extensionais N-S e NE-SW e as de direcção E-W a WSW-ENE, que acomodam distensão (RIBEIRO *et al.*, 1996).

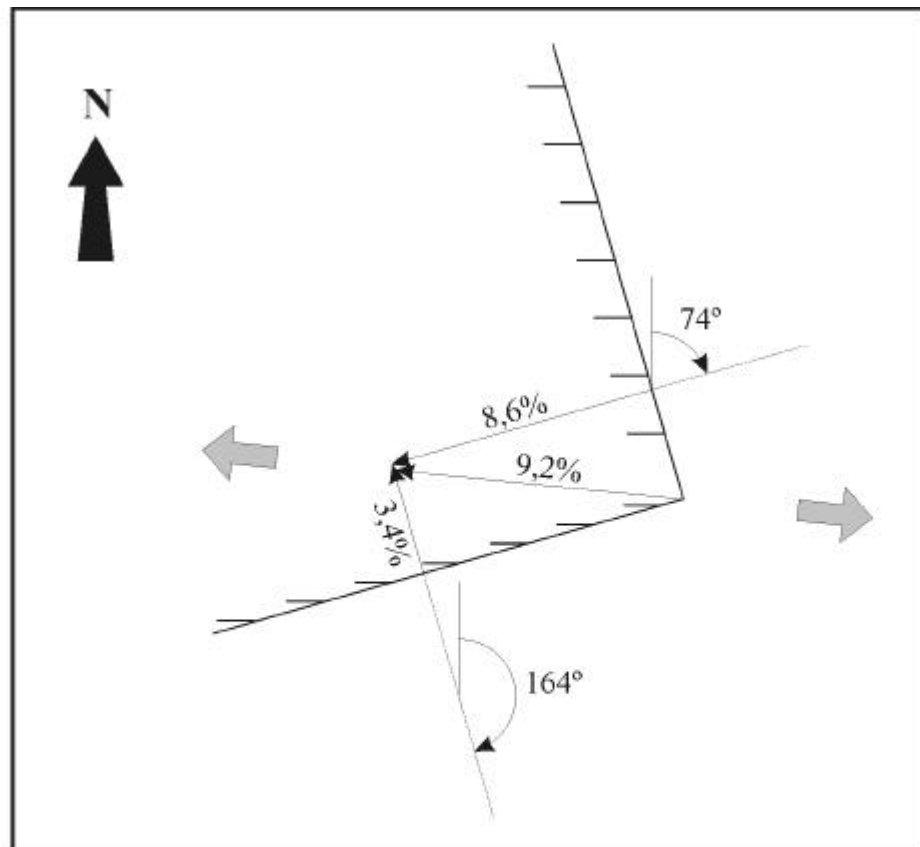


Fig. 1.42 - Diagrama ilustrativo das relações geométricas entre os principais sistemas de falhas extensionais e os valores de alongamento medidos ao longo de transversais perpendiculares às mesmas. Da composição de vectores, obtém-se extensão máxima com valor de $\beta=1,092$, segundo direcção aproximadamente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

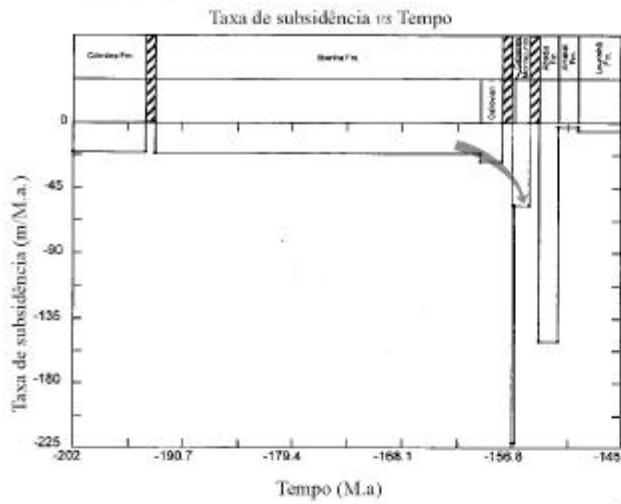
Um aspecto relacionado com a subsidência tectónica obtida através dos logs de sondagens em R. ROCHA *et al.* (1996) merece aqui análise particular. É o caso de, quando presente em sondagens, a Formação de Cabaços mostrar valores de taxa de subsidência extremamente elevados (Fig. I.43).

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:

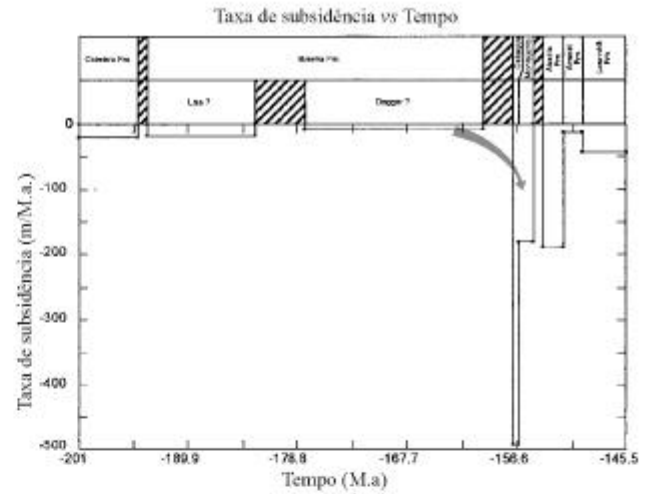
1º - relaxamento pós-tectónico (*vide* subcapítulo I.3);

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

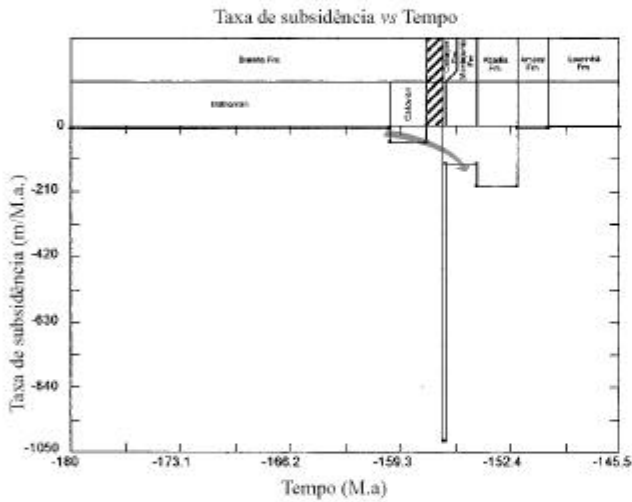
Benfeito - 1



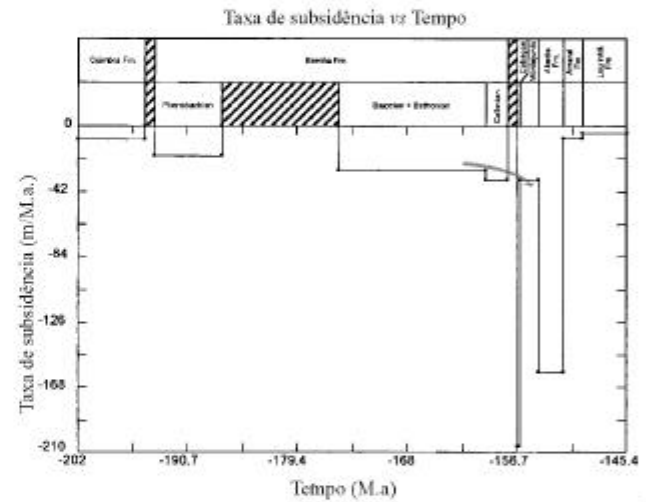
Campelos - 1



Freixial - 1



Sobral - 1



Torres Vedras - 4

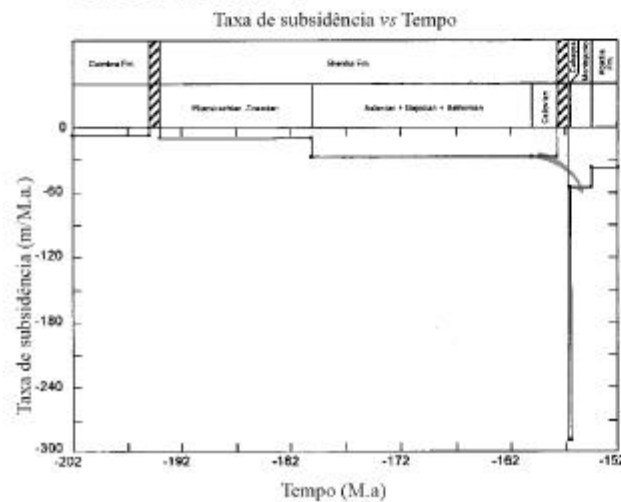


Fig. I. 43 - Diagramas de taxa de subsidência *versus* tempo, de sondagens efectuadas na Bacia Lusitânica, onde a Formação de Cabaços (Zona de Plicatilis) se encontra presente. Notar, em geral, a variação progressiva da taxa de subsidência, entre as unidades do Jurássico médio e base do superior (Oxfordiano), 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).

Na mesma figura observa-se que, se se retirar o efeito destas taxa de subsidência anómalas, fica claro um aumento progressivo da taxa de subsidência, associada a aceleração da distensão, desde o Caloviano até o Oxfordiano terminal (que inclui a Formação de Montejunto). As fácies reflectirão exactamente este efeito, denotando um aumento progressivo de profundidade, sem compensação de sedimentos, o que poderá demonstrar que:

- 1) a bacia denota progressivamente um carácter de *starved basin*;
- 2) não existiu rotura anterior associada a *rifting* que pudesse colmatar o espaço disponível e, também, alterar substancialmente a natureza das fácies, o que só virá ocorrer a partir do Kimmeridgiano.

Nesta altura, a Bacia Lusitaniana sofre profunda transformação do ponto de vista geométrico e faciológico, acompanhada de aumento muito brusco e relativamente duradouro da taxa de subsidência.

O facto deste episódio de *rifting* se apresentar relativamente “mascarado” no registo sedimentar, em termos de descontinuidades devidas a intumescência térmica de pré-*rift*, deve-se aos seguintes factos:

1º - Os episódios de *rifting* que afectam a bacia ao longo da sua evolução estão centrados não na Bacia Lusitaniana, mas no domínio externo, cuja zona mais adelgada de litosfera se vai distanciando da bacia à medida que a distensão e o estiramento se acumulam; isto é, a bacia vai-se tornando cada vez mais periférica.

2º - Se ocorreu de facto alguma ascensão global da bacia ela não terá sido suficiente para compensar as áreas centrais mais *starved*.

3º - As áreas mais periféricas da bacia onde mais provavelmente se poderia encontrar esse registo, foram completamente ravinadas devido a *rift shouldering*.

I.8 – Comparação com bacias vizinhas

Na margem ocidental ibérica identificam-se três bacias sedimentares principais, de Norte para Sul: Bacia Interior da Galiza, Bacia Lusitaniana e Bacia do Algarve (Fig. I.44). Entre as duas primeiras tem sido referenciada a Bacia do Porto essencialmente em bibliografia produzida pela indústria de prospecção de petróleo. Entre a Bacia Lusitaniana e a do Algarve aflora, na região do Alentejo ocidental uma área reduzida de sedimentos mesozóicos que se designa tradicionalmente por Bacia de Santiago do Cacém. Não têm sido efectuados trabalhos







- Área de concentração do estiramento crustal
- Bacias
- Diapiros na margem da Terra Nova
-  - Eixo de expansão oceânica activa
-  - Eixo precursor de expansão oceânica
-  - Falhas normais de bordo de bacia
-  - Zonas de transferência de movimento interplacas

Fig. I.44 - Mapa paleotectónico da Ibéria e Terra Nova durante o Aptiano (anomalia M_0). Notar: 1) que os movimentos assinalados no interior da subplaca ibérica, nos seus limites Norte e Sul, não implicam necessariamente rotação sinistrógrafa, tal como a composição de vectores parece indicar; trata-se de movimentos relativos com diferentes velocidades de deslocamento; o deslocamento real é conferido pelo afastamento ao longo das cristas médias. 2) As áreas diapíricas concentram-se, na Terra Nova, no seu sector sul. Fontes: C. MONTENAT *et al.* (1988), H. J. WELSINK *et al.* (1989), P. A. ZIEGLER (1989) e S. P. SRIVASTAVA *et al.* (1990). **BA** - Bacia do Algarve; **BC** - Bacia de Carson; **BF** - Bacia de Fundy; **BG** - Bancos da Galiza; **BH** - Bacia de Horseshoe; **BIG** - Bacia Interior da Galiza; **BJA** - Bacia de Jeanne d'Arc; **BL** - Bacia Lusitaniana; **BOa** - Bacia de Orphan; **BOe** - Bacia de Orpheus; **BP** - Bacia de Porcupine; **BSa** - Bacia de Sable; **BSc** - Bacia de Scotian; **BSW** - Bacia de South Whale; **BW** - Bacia de Whale; **CCGB** - Complexo de Cristas dos Grandes Bancos; **DE** - Domínio externo; **FC** - Flemish Cap; **FN** - Falha da Nazaré; **HB** - Horst da Berlenga; **MV** - Montanha de Vigo; **SC** - Sector central; **SN** - Sector norte; **SS** - Sector sul; **ZFAG** - Zona de Falha de Açores-Gibraltar; **ZFB** - Zona de Falha da Biscaia; **ZFTN** - Zona de Falha da Terra Nova.

com carácter sistemático e integrado nesta bacia, pelo que o seu conhecimento é ainda escasso, associado também à sua dimensão aflorante.

A última das três bacias principais, a do Algarve, situa-se em contexto geodinâmico com afinidades mais tetisianas que atlânticas. Com efeito, apesar de, do ponto de vista paleogeográfico, a Bacia do Algarve geralmente se encontrar ligada, por corredores marinhos, com as bacias da fachada atlântica (Lusitaniana e Interior da Galiza), o campo de tensões distensivo regional, responsável pela sua estruturação, apresenta características mistas (TERRINHA, 1998; CASAS *et al.*, 1998) de direcção:

1) NNW-SSE a NW-SE, distribuída por quase toda a bacia, considerada como tetisiana;

2) E-W a WNW-ESE, localizada no Algarve ocidental, considerada como “atlântica”.

Esta posição, simultaneamente muito próxima da extremidade oeste do Mar de Tethys e da margem ocidental portuguesa, coloca-a sob influência tectónica mista, devido à proximidade do ponto triplo entre a subplaca ibérica e as placas africana e norte americana, antes da abertura do Atlântico Central. Esta abertura verifica-se aos 175 M.a., ou seja, durante o Aaleniano (JANSA & WADE, 1975; KLITGORD & SCHOUTEN, 1986).

Esta poderá ser a razão pela qual existe um hiato desde o Toarciano inferior até o topo do Aaleniano. A confirmar-se esta hipótese, parte do hiato (na base) será devido a ravinamento aquando da subida crostal associada ao *rifting*. Este hiato, que não se observa na Bacia Lusitaniana, ocorre nas bacias meridionais dos Grandes Bancos (p. ex.: Bacia de Sable, a Sul da zona de falha da Terra Nova (= *Newfoundland Fault Zone*) ; Bacias de Scotian e de South Whale, imediatamente a Norte).

As duas direcções de extensão actuam no Algarve ocidental em simultâneo até o Kimmeridgiano (RAMALHO & RIBEIRO, 1985; TERRINHA, 1998; CASAS *et al.*, 1998), devido, possivelmente, ao facto da subplaca ibérica ter actuado essencialmente associada à placa africana e, depois, isoladamente.

Comparações de pormenor entre as Bacias Lusitaniana e do Algarve são efectuadas em P. TERRINHA *et al.* (submetido) (*vide* Cap. II.12).

Quanto às duas primeiras bacias, ambas se encontram separadas de um domínio externo, que se estende até à fronteira entre as crostas continental e oceânica (*continent-ocean boundary* - COB), por um alto fundo estrutural. Esta estrutura, de soco elevado, é designada por bloco ou *horst* da Berlenga junto à Bacia Lusitaniana, e de Banco da Galiza junto à Bacia Interior da Galiza.

As semelhanças entre as bacias da margem ocidental ibérica e oriental da Terra Nova, nomeadamente quanto às sequências estratigráficas, encontram-se amplamente referenciadas na bibliografia (p. ex.: EXTON & GRADSTEIN, 1984; WATKINSON, 1989; HISCOTT *et al.*, 1990);. estas últimas são genericamente designadas como Bacias dos Grandes Bancos.

Desenvolvem-se ao longo de uma faixa com cerca de 800 km na margem oriental canadiana, com orientação aproximada NNE-SSW, entre a zona de falha da Terra Nova a Sul, e a da Biscaia (*Biscay Fault Zone*) a Norte. A primeira é considerada como o limite norte do Atlântico Central e o prolongamento para o continente americano da zona de fractura de Açores-Gibraltar, antes do início da abertura do Atlântico Norte. A segunda tem o seu prolongamento para Este na falha da Gasconha, fronteira meridional do aulacógeno do Golfo da Gasconha durante o final do Mesozóico e início do Cenozóico. Desta forma, o conjunto de Bacias dos Grandes Bancos, no continente americano, encontrar-se-iam adjacentes às da margem ocidental ibérica, antes da expansão oceânica.

Correspondem a bacias internas, como a Lusitaniana e a da Galiza, separadas de um domínio externo, localizado próximo da fronteira de crosta continental-oceânica (anomalia J), por uma zona de altos relevos estruturais constituídos pelo Flemish Cap a Norte e pelo Complexo de Cristas dos Grandes Bancos (*Grand Banks Ridge Complex*) a Sul (Fig. I.44).

A. TANKARD & H. WELSINK (1987) dividem as Bacias dos Grandes Bancos em três grandes sectores, separados por falhas de transferência de primeira grandeza, perpendiculares às falhas extensionais relacionadas com o seu desenvolvimento:

1) *Northern Grand Banks* – são constituídos pela Bacia de Orphan, localizada na parte Norte da península da Terra Nova, com desenvolvimento segundo direcção NW-SE. Antes da abertura do Atlântico Norte encontrava-se em posição frontal à Bacia de Porcupine da margem europeia.

2) *Central Grand Banks* – são constituídos pelas bacias interiores de Jeanne d’Arc e de Carson que se desenvolvem segundo a direcção NNE-SSW. A primeira encontra-se amplamente recortada por falhas de transferência, à escala da bacia.

3) *Southern Grand Banks* – são constituídos por várias bacias em *half graben*, a saber: Bacias de South Whale, Whale e Horseshoe bem como as extremidades meridionais das bacias de Carson e de Jeanne d’Arc. As bacias deste sector desenvolvem-se segundo a direcção NE-SW e têm comprimentos da ordem dos 300 km.

Esta divisão fundamentou-se nos seguintes contrastes tectónicos acomodados pelas falhas de transferência, contemporâneas das falhas normais: i) diferente geometria e cinemática das bacias, entre os sectores norte e central; ii) deslocação dextrógira e, sobretudo,

diferença de taxas de extensão nas bacias, entre os sectores central e sul (WELSINK *et al.*, 1989).

Outro factor, não menos importante para esta divisão, é o contraste conferido pelas anomalias magnéticas e gravimétricas nas zonas de transferência de primeira ordem. Estes contrastes são interpretados como resultantes de resposta heterogénea da crosta pré-câmbrica e paleozóica à distensão mesozóica. O fabric tectónico antigo reagirá de diferentes formas a variações das tensões intra-placa, motivadas pelas reorganizações periódicas inter-placas e, mais tarde, influenciará o modo de desenvolvimento do *rift* (TUCHOLKE & FRY, 1985; WELSINK *et al.*, 1989). Este comportamento periódico fica impresso no registo sedimentar através de alterações bruscas nos respectivos ciclos, limitadas por descontinuidades de primeira ordem (*sequence boundaries*) (CLOETHING *et al.*, 1985).

Note-se, no entanto, que o limite entre os terrenos suspeitos (*suspect terranes*) de Avalon e Ibérico (Fig. I.45), bem como as suturas variscas intra-ibéricas apresentam alinhamento próximo da direcção do *rift* e de uma das famílias de falhas extensionais da Bacia Lusitaniana (NW-SE a N-S). Na margem da Terra Nova a fronteira entre os terrenos de Avalon a Norte e de Meguma a Sul, aproximadamente E-W, encontra-se bastante deslocada do limite entre os Grandes Bancos do Sul e Centro (TANKARD & WELSINK, 1989). Isto é, a quase totalidade dos Grandes Bancos encontra-se localizada no terreno de Avalon. R. CAPDEVILA & D. MOUGENOT (1988) afirmam que a ocorrência de rochas do Paleozóico inferior, não deformadas, no Flemish Cap, em posição simétrica aos Bancos da Galiza, indicam que aquela área se encontrava em posição externa relativamente à cintura orogénica varisca e que a separação entre a Terra Nova e a Ibéria seguiu aproximadamente esta fronteira.

J. P. LEFORT (1983) coloca a hipótese das características do soco da parte sul da Ibéria e da Terra Nova se correlacionarem; esta correlação baseia-se na ligação do limite sul de uma eventual continuação da Zona de Ossa Morena para os Grandes Bancos com a falha/anomalia de Colector (Fig. I.44) representada no lado oriental do Atlântico pela anomalia do Cabo Raso. Esta hipótese é refutada por GALDEANO *et al.* (1990) e E. SILVA (1995), baseados no facto da anomalia de Cabo Raso estar associada ao maciço de Sintra, ou seja, ter idade cretácica, quando a anomalia de Colector tem idade paleozóica.

Feita a reconstituição da posição entre a Ibéria e a Terra Nova, para a anomalia J (ou M0), estas direcções são francamente transversais a ortogonais à divisão dos sectores dos Grandes Bancos, ou seja, das falhas de transferência de primeira ordem.

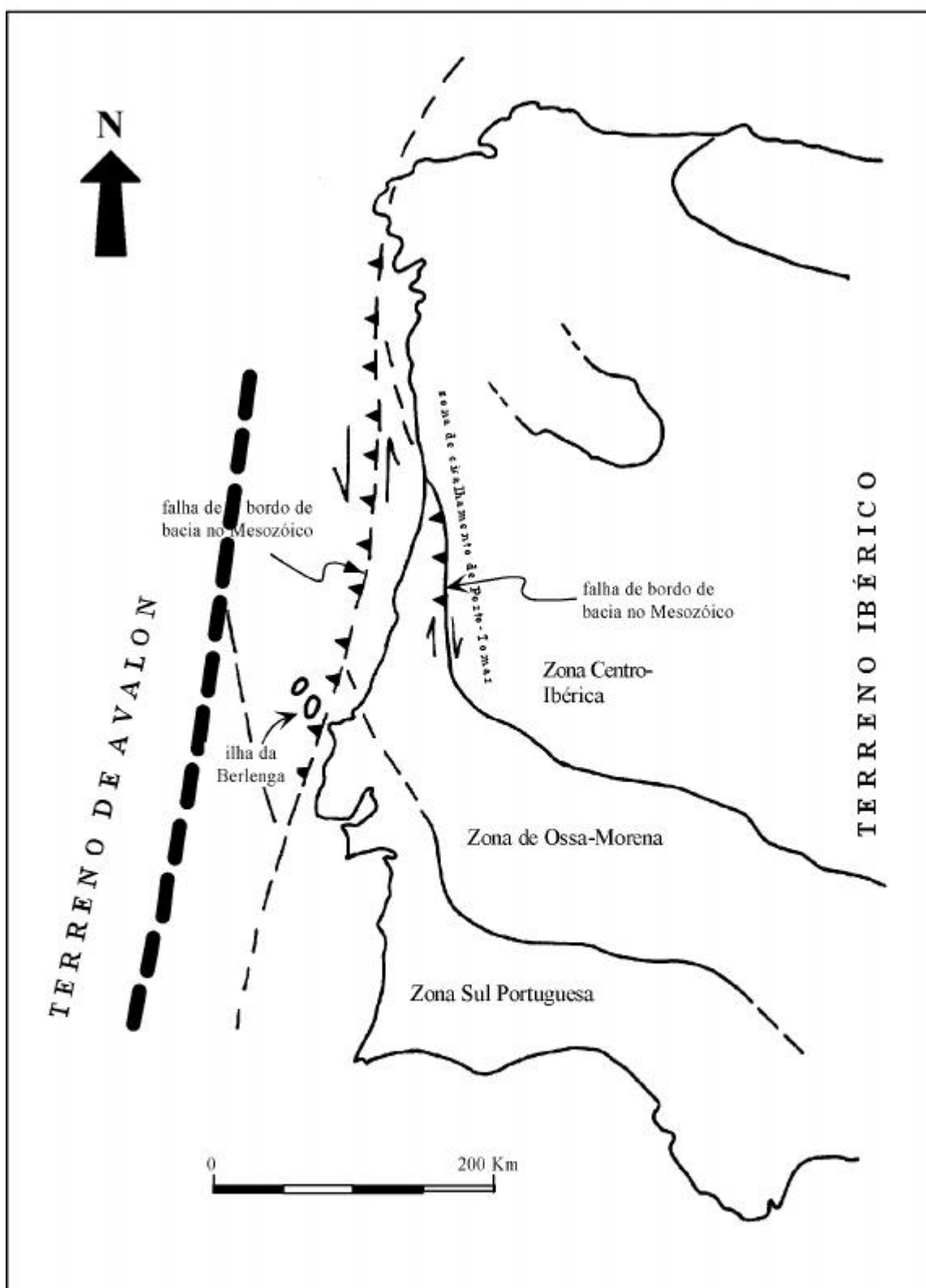


Fig. 1.45 - Localização das suturas variscas na margem oeste ibérica. A sutura entre os terrenos ibérico e de Avalon terá favorecido a localização do rift que levou à separação entre a Ibéria e a Terra Nova (seg. TERRINHA *et al.*, 1995)

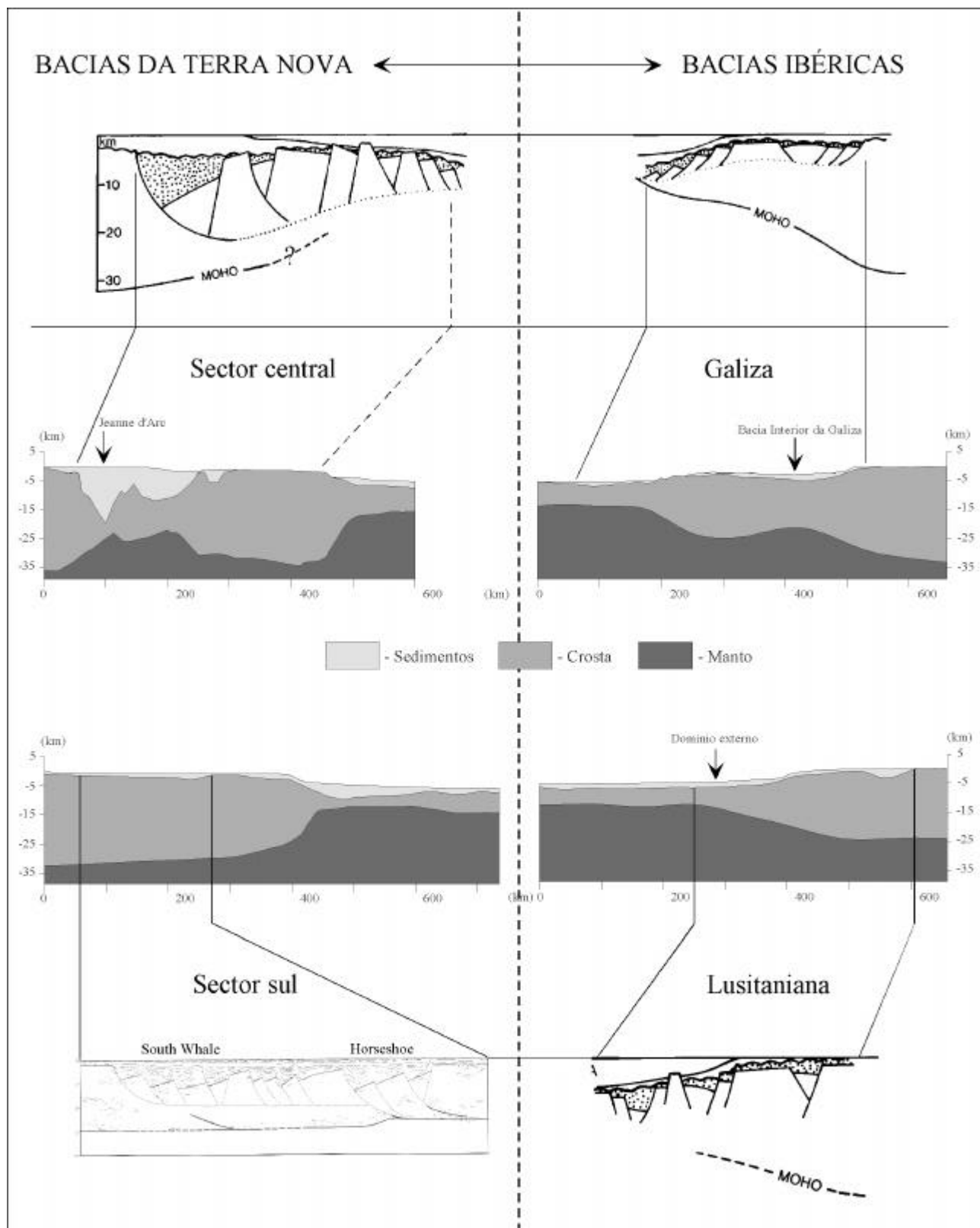


Fig. 1.46 - Perfis em diferentes sectores da margem do Atlântico Norte (entre a Ibéria e a Terra Nova), onde se evidencia a geometria do estiramento crustal (ao centro) e das estruturas extensionais (em cima e em baixo). Fontes: TANKARD & BALKWILL (1989); TANKARD & WELSINK (1989); KEEN & DEHLER (1997); STAPEL (1999).

Por outro lado, as falhas extensionais a partir das quais se desenvolveram as bacias nos vários sectores dos Grandes Bancos, correspondem a falhas lítricas enraizadas em descolamentos crostais, localizados entre os 17 e 26 km de profundidade (Fig. I.46), situados em suturas herdadas do soco paleozóico (TANKARD & WELSINK, 1987, 1989). Estas terminam lateralmente nas principais falhas de transferência.

ESTILO DAS BACIAS DOS GRANDES BANCOS

As bacias mais próximas a Norte e a Sul, da zona de falha da Terra Nova, apresentam-se rodadas para direcção intermédia entre a direcção geral das restantes Bacias dos Grandes Bancos e a desta zona de falha; a sua cinemática está condicionada quer pela direcção de extensão principal dos Grandes Bancos, quer pela tectónica transcorrente associada à zona de falha (TANKARD & WELSINK, 1989). As bacias a que nos referimos são a de South Whale, a Norte da zona de falha, e as de Orpheus, Fundy e Scotian, a Sul.

O estilo geral do sector é conferido pelas Bacias de Whale e de Horseshoe. São bacias de *half-graben* relativamente estreitas, que apresentam sequência mesozóica de *sin-rift* com espessura de sedimentos máxima da ordem de 8 km, tendo os sedimentos da base idade triásica. A sequência de pós-*rift*, pós-Aptiano, apresenta espessura muito inferior (1,2 seg. TWT ~ 1,5 km) (*ibid.*).

A Bacia de Jeanne d'Arc, no sector central, é a que apresenta maior espessura de sedimentos, cerca de 17 km, depositados também em bacia de *half-graben*. A espessura sedimentar é, assim, a principal diferença entre vários sectores das bacias dos Grandes Bancos. As fácies e as principais discontinuidades revelam uma mesma evolução geodinâmica, praticamente síncrona em todo o período de desenvolvimento das bacias (Fig. I.47). Quanto à organização dos corpos sedimentares e distribuição de fácies, a assimetria no interior das bacias é notória, devido à geometria dos relevos estruturais. No que refere o sincronismo das discontinuidades, a grande excepção diz respeito à idade da *breakup unconformity*; nas bacias do sector sul dos Grandes Bancos ela é de idade Aptiano inferior-superior e na Bacia de Jeanne d'Arc, no sector central, é de idade Albiano superior, cerca de 10 M.a. mais moderna do que a anterior.

Com efeito, na Bacia de Jeanne d'Arc, algumas discontinuidades do Cretácico inferior, bem marcadas (incluindo uma no Aptiano inferior), não representam discontinuidades de final de distensão associada a oceanização. Após esta última, são reconhecíveis falhas de crescimento que acomodam distensão importante e acumulação de

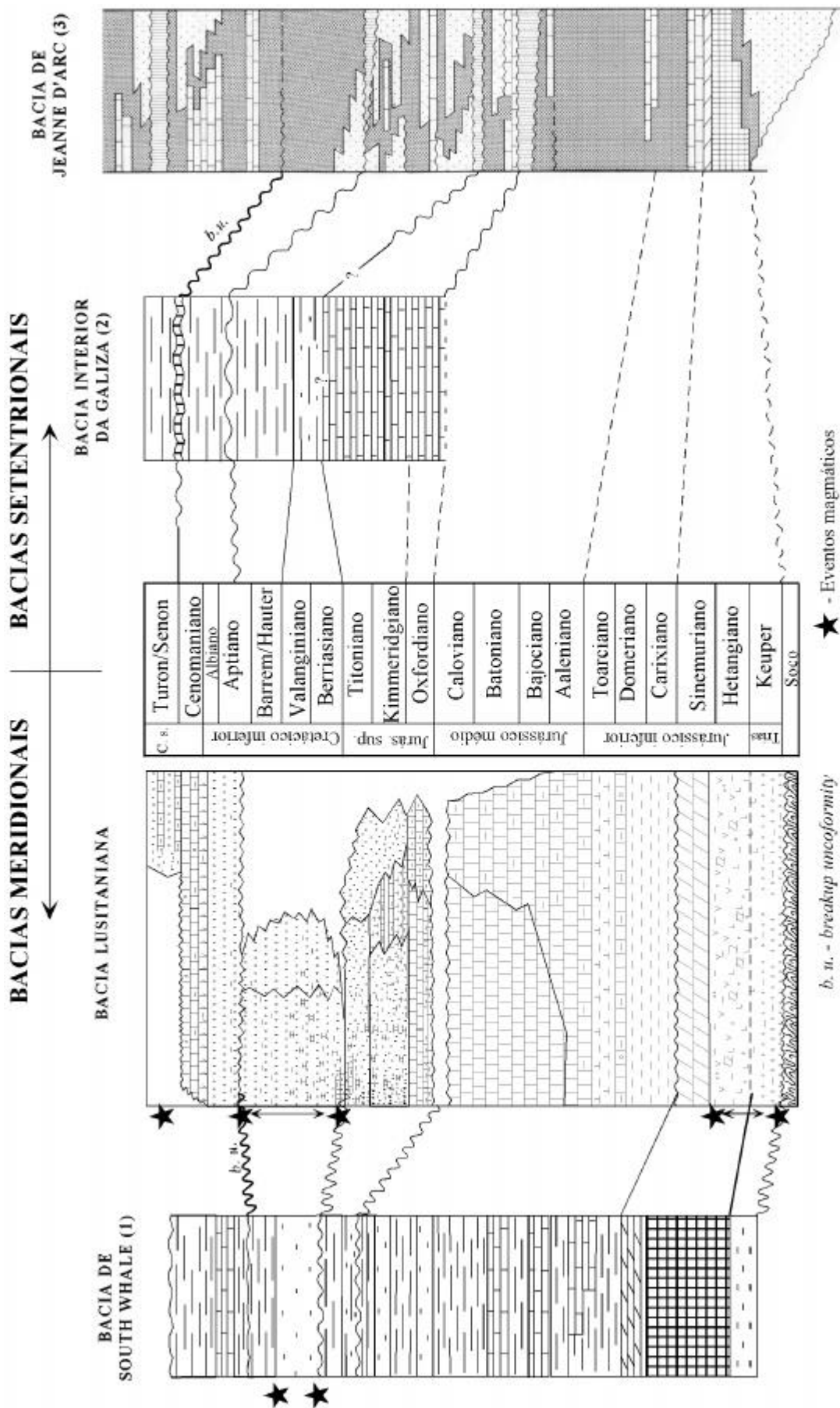


Fig. 1.47 - Correlações estratigráficas entre as principais bacias internas localizadas entre a Ibéria e a Terra Nova. Notar: i) a semelhança entre sequências de depósitos, ii) a correlação entre descontinuidades, em particular entre as Bacias Lusitana e de South Whale e entre a do interior da Galiza e de Jeanne d'Arc; iii) o diacronismo da *breakup unconformity* entre as bacias meridionais e setentrionais; iv) o registo de eventos magmáticos circunscritos às bacias do sector sul (não se encontraram referências a Bacia Interior da Galiza). Fontes: (1) TANKARD & WELSINK (1989); (2) MURILLAS *et al.* (1990); (3) WELSINK *et al.* (1989).

sedimentos, que só são completamente seladas no final do Albiano; esta será, então, a *breakup unconformity* da Bacia de Jeanne d'Arc (DRISCOLL *et al.*, 1995).

Outra descontinuidade considerada como das mais importantes nas Bacias dos Grandes Bancos é a do Oxfordiano-Kimmeridgiano (TANKARD & WELSINK, 1989), interpretada por R. HISCOTT *et al.* (1990) como resultante de importante episódio de *rifting*, documentado pelos influxos clásticos que preencheram as bacias no período de subsidência que se seguiu.

Quanto ao magmatismo, encontra-se registado em particular nas áreas adjacentes à zona de falha da Terra Nova (sector sul dos Grandes Bancos e Nova Escócia). Mais a sul, claramente associado à separação entre a África e a América do Norte, o vulcanismo é atribuído a pluma mantélica, dado o enriquecimento em elementos incompatíveis (JANSA & PE-PIPER, 1988); nas áreas referidas, apresenta afinidades com manto empobrecido associado a crosta continental antiga. Segundo estes autores, as principais fases de actividade magmática são contemporâneas dos principais eventos tectónicos regionais, em particular associados à separação entre a Ibéria e a Terra Nova. As idades isotópicas obtidas (K/Ar) para os sectores referidos concentram-se entre os 130-135 M.a. e os 120-115 M.a., com principal incidência nas idades mais modernas.

Segundo os mesmos autores, a actividade vulcânica ocorre principalmente nos estádios iniciais e finais dos processos de *rifting*, cessando após o início da expansão oceânica, que coincide com o relaxamento de tensões na crosta continental e o fim da actividade das falhas.

Existem evidências de actividade vulcânica no sector central dos Grandes Bancos, mas apenas no limite Triásico-Jurássico.

Os corpos diapíricos no sector sul dos Grandes Bancos são muito frequentes e têm dimensões substancialmente maiores do que os do sector central. Encontram-se associados a falhas do soco, sendo esta associação mais evidente no caso das bacias meridionais. Aqui, os corpos diapíricos que truncam a sequência mesozóica encontram-se selados pela descontinuidade aptiana (BALKWILL & LEGALL, 1989). Por outro lado, apesar da bacia de Jeanne d'Arc se encontrar muito mais estirada do que as outras a Sul, os corpos diapíricos não passam, muitas vezes, de almofadas de sal.

ESTILO DAS BACIAS NO NORTE DA MARGEM OCIDENTAL IBÉRICA

Sem referir ainda o domínio externo da margem ibérica, convém notar que não existe consenso na bibliografia sobre a relação espacial entre as bacias internas, localizadas na parte norte da margem ibérica.

Alguns autores consideram que o prolongamento, para Norte, da Bacia Lusitaniana na plataforma, se separa em dois corredores paralelos, com a Bacia do Porto mais próxima da actual linha de costa, e a Bacia Interior da Galiza, mais a Oeste, separada do domínio externo pelos relevos alinhados dos Bancos da Galiza e montanhas submarinas de Vigo e do Porto (p. ex.: MURILLAS *et al.*, 1990; MANATSCHAL & BERNOULLI, 1999) (Fig. I.44). Outros, como C. MONTENAT *et al.* (1988) englobam geograficamente a Bacia do Porto na Bacia Interior da Galiza.

Esta indefinição relaciona-se com a pouca informação disponível, de natureza geológica e geofísica, sobretudo de sondagens. Perfis interpretados disponíveis na bibliografia, nomeadamente publicados nos primeiros dois trabalhos anteriormente citados (Figs. 2 e 15, respectivamente, não invalidam a possibilidade de, no intervalo Triásico-Cretácico haver ligação completa entre as duas bacias.

É durante o Cretácico inferior que pode ter existido individualização das duas bacias, apesar de se poder considerar que a geometria e o contexto tectónico são os mesmos. Trata-se, em ambos os casos, de bacias em *graben*, separadas por uma área de soco elevado. A individualização de compartimentos na bacia, com a elevação de blocos do soco, é temporalmente coincidente (Aptiano) com o ravinamento progressivamente maior para Sudeste; no sector central dos Grandes Bancos (TANKARD & WELSINK, 1989) uma situação semelhante ocorre na Bacia de Carson, onde o ravinamento chega a afectar 2000 m de cobertura sedimentar.

Na Bacia Interior da Galiza esta descontinuidade não representa a *breakup unconformity*, uma vez que estas estruturas são posteriormente reactivadas e cobertas por sedimentos do Albiano-Cenomaniano que as selam (Fig. I.48).

Eventualmente devido à escassez de informação disponível e/ou produzida na Bacia Interior da Galiza, não existem aí referências sobre magmatismo. No entanto, essa informação existe para a área externa, na zona de transição crosta continental-oceânica (COB). Dragagens, sondagens de pequena profundidade e mergulhos efectuados em submersível têm permitido, desde há mais de uma década, a recolha de amostras e imagens do fundo submarino; novos elementos, fundamentais para o conhecimento da margem ocidental ibérica, em particular nas áreas mais setentrionais, têm resultado destes trabalhos.

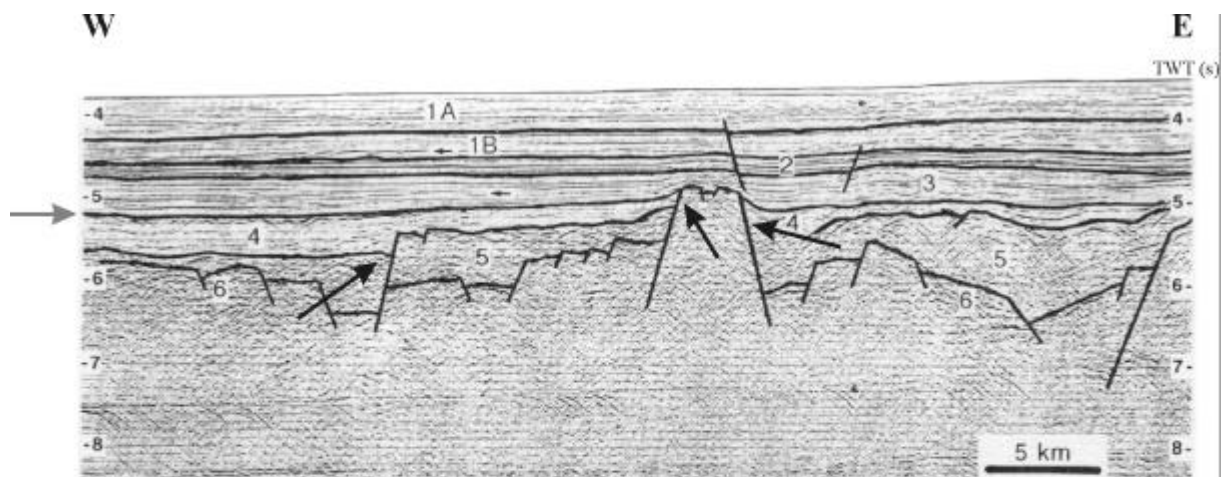


Fig. 148 - Perfil sísmico que põe em evidência as unidades de sin- e pós-rift na Bacia Interior da Galiza. As setas a negro assinalam locais onde se demonstra a existência de distensão, que afecta até a "Formação 4" (última unidade de sin-rift) a partir da qual ("Formação 3") as unidades são de pós-rift. A seta a cinzento assinala a *breakup unconformity*. Formação 6: Titoniano-Berriasiano; Formação 5: Valanginiano; Formação 4: Hauteriviano-Aptiano inferior; Formação 3: Albiano-Cenomaniano; Formação 2: Senoniano-Eocénico médio; Formação 1 (A-B): Eocénico superior-actual (seg. MURILLAS *et al.*, 1990).

Foram recolhidas amostras de filões gabróicos, que atravessam a crista peridotítica marginal (MALOD *et al.*, 1993), cuja idade obtida pelo método de $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ foi de $122 \pm 0,6$ M.a. (Valanginiano/Hauteriviano na escala de Vail) (FÉRAUD *et al.*, 1988). Durante mergulho efectuado pelo submersível Nautile, no âmbito do *Ocean Drilling Program*, foram recolhidas amostras de basaltos que mostram assinatura toleítica, sem contaminação crostral e a idade determinada pelo mesmo método aponta para 100 ± 5 M.a. (Albiano/Cenomaniano).

Segundo G. MANATSCHAL & D. BERNOULLI (1999), as rochas gabróicas são indicadoras de actividade magmática sin-rift, pré-datando, assim, a rotura oceânica. Os basaltos, por sua vez, instalados já sobre crosta oceânica, pós-datam essa rotura. A idade citada por estes autores, para a formação de crosta oceânica no sector norte da margem ocidental ibérica, é baseada em G. BOILLOT *et al.* (1989), através de sedimentos que supostamente cobrem crosta oceânica.

Comparando estes elementos com os conhecidos na margem da Terra Nova, o intervalo de incerteza na datação dos basaltos é compatível com a idade atrás atribuída para a expansão oceânica, em qualquer posição dentro do Albiano.

É consensual que a abertura do Atlântico Norte se efectuou de Sul para Norte. Já quanto à forma de abertura, as divergências são claras. A maioria dos autores tem referido analogia com abertura em fecho *éclair*, ou seja, abertura progressiva. No entanto, os

elementos atrás referidos e discutidos, apontam para o modelo proposto por N. DRISCOLL *et al.* (1995) (Fig. I.49).

Esta abertura faseada ter-se-á efectuado em períodos de *rift-drift* com cerca de 20M.a. de duração (120-100 M.a. a Norte; 130-110 M.a. a Sul), desfasados de 10 M.a..

Quanto ao(s) modelo(s) de estiramento litosférico para a margem ibérica (e também da Terra Nova), as propostas publicadas na bibliografia, alvo ainda de discussão, são as mais variadas e contraditórias, em especial para a região da Galiza.

Nesta região, têm sido propostos os seguintes modelos:

- 1) de cisalhamento puro (*pure shear*, MCKENZIE, 1978) por DE CHARPAL *et al.* (1978);
- 2) de cisalhamento simples (*simple shear*, WERNICKE, 1981):
 - a) com descolamento litosférico inclinado para Este (BOILLOT *et al.*, 1988) ou para Oeste (WINTERER *et al.*, 1988)
 - b) com descolamento intracrostal inclinado para Este (SIBUET, 1992) ou para Oeste (RESTON *et al.*, 1996).

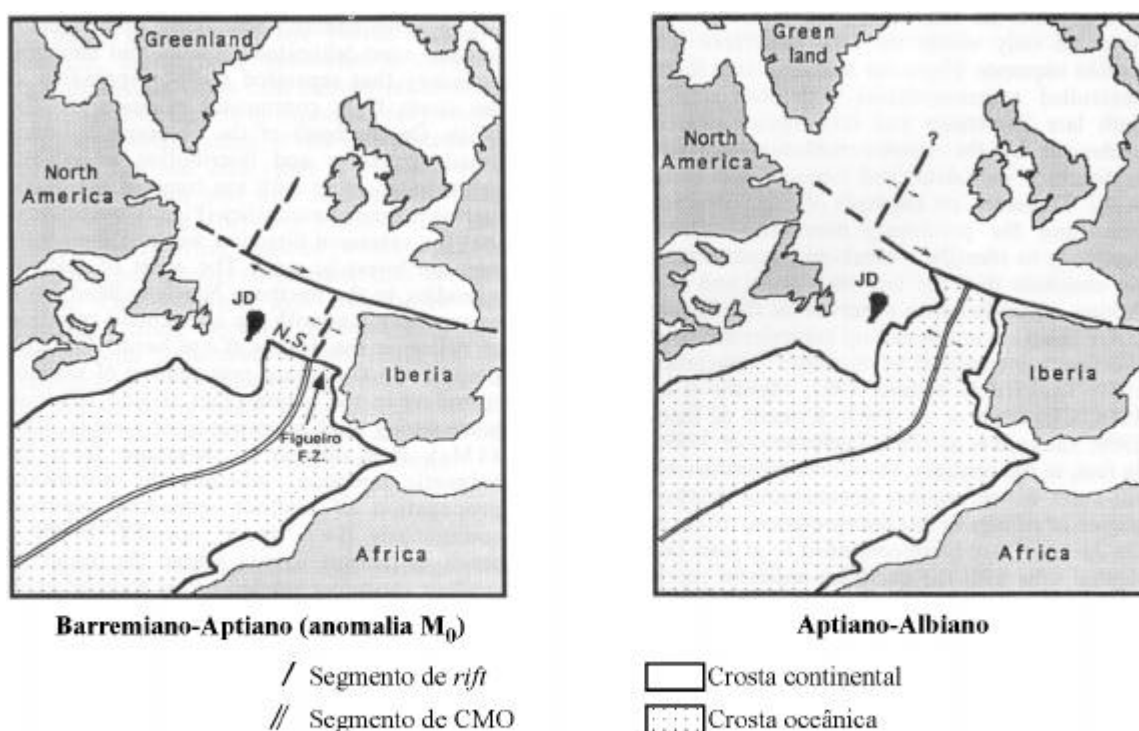


Fig. I.49 - Reconstruções do Atlântico Norte durante o Barremiano-Aptiano e Aptiano-Albiano, onde se propõe a separação de duas áreas, i) uma em extensão crustal, ii) outra em expansão oceânica. CMO: Crista Média Oceânica; JD: Bacia de Jeanne d'Arc; N.S.: Sector norte; F.Z.: zona de falha (seg. DRISCOLL *et al.*, 1995).

O modelo proposto por R. C. Wilson *et al.* (1989) [variante de 2 b)] considera uma mudança na geometria do descolamento ao longo do tempo, em toda a margem ibérica:

i) inclinação para Oeste durante o *rifting* Triásico-Jurássico, com descolamento localizado na sutura entre as zonas Centro-Ibérica e de Ossa Morena;

ii) formação de descolamento externo no Cretácico, com inclinação para Este, desenvolvido a partir da fronteira entre as zonas de Ossa Morena e a Sul Portuguesa.

Este modelo considera ainda uma mudança da geometria do nível de descolamento interior (a um nível mais alto na crosta), com inclinação para Oeste mais elevada a Sul da falha da Nazaré do que a Norte, para justificar a diferença de subsidências, durante o Cretácico.

Com base em:

1) forte inclinação do soco para Oeste e consequente espessamento da sequência jurássica do domínio externo relativamente ao domínio interno da Bacia Lusitaniana;

2) grande estiramento da litosfera no domínio externo, com consequente adelgaçamento acomodado na crosta inferior;

3) geometria plana da descontinuidade de Mohorovicic sob o domínio interno da Bacia Lusitaniana,

A. RIBEIRO *et al.* (1996) propõem modelo de estiramento com dois níveis de descolamento (Fig. I.50): um, sob a Bacia Lusitaniana, entre a crosta superior com acomodação frágil do estiramento e a inferior pouco estirada; outro, no domínio externo, na descontinuidade de Mohorovicic, sob crosta muito estirada.

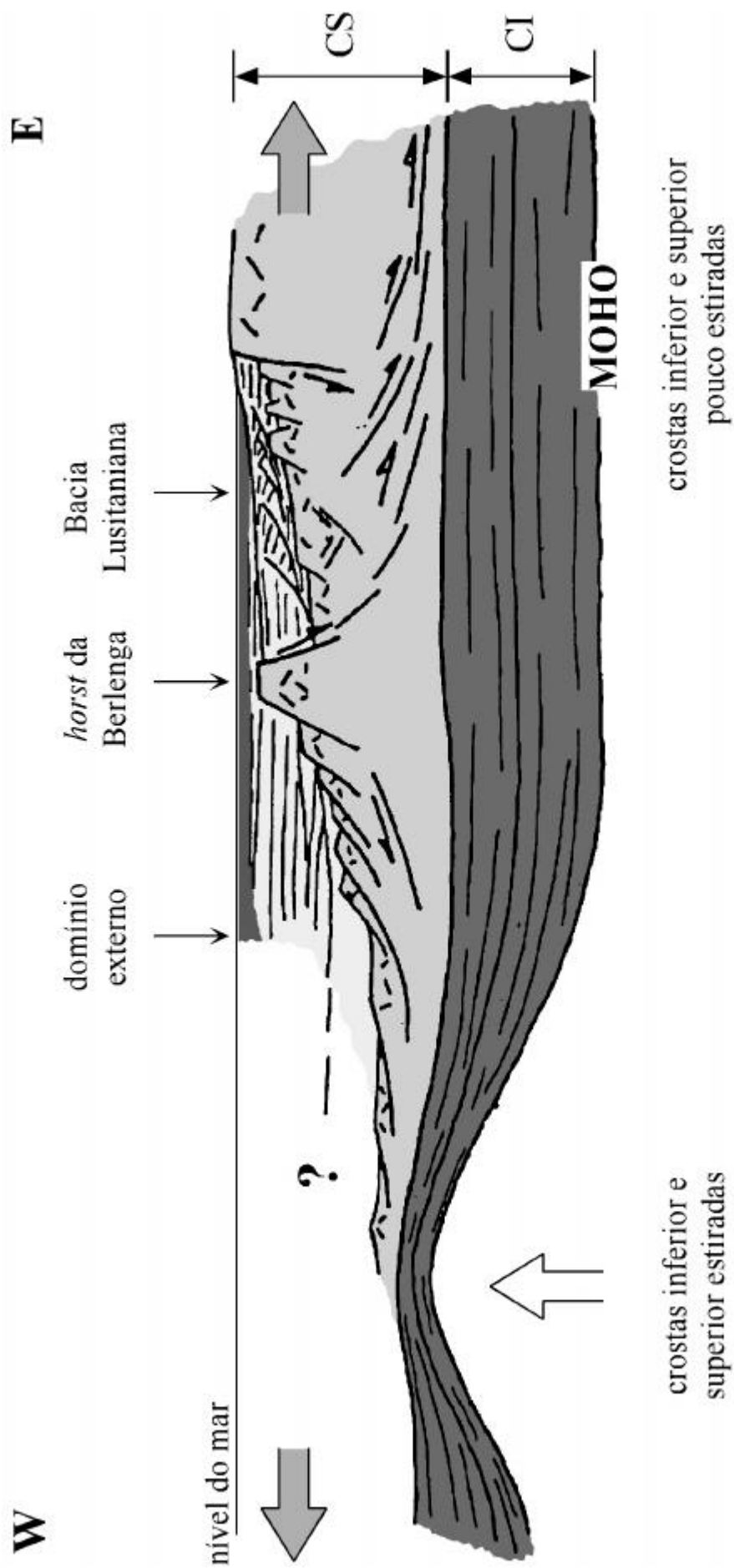


Fig. 1.50 - Modelo especulativo de estiramento crostral da margem ocidental ibérica (Bacia Lusitaniana) aquando da transição de margem de *riff* para margem passiva (seg. RIBEIRO *et al.*, 1996). Neste modelo propõe-se a ocorrência de dois níveis de descolamento, um mais superficial entre as crostas superior (CS) e inferior (CI), outro mais profundo, ao nível da descontinuidade de Mohorovicic.

CAPÍTULO II

EVENTOS TECTÓNICOS MESOZÓICOS NA MARGEM PORTUGUESA

A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks

A. Ribeiro ^a, M.C. Kullberg ^a, J.C. Kullberg ^b, G. Manuppella ^c
and S. Phipps ^d

^a Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2, 5º piso,
Campo Grande, 1700 Lisbon (Portugal)

^b Sec. Autón. de Geologia da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade Nova de Lisboa,
Quinta da Torre, 2825 Monte da Caparica (Portugal)

^c Serviços Geológicos de Portugal, Rua Academia das Ciências, 19, 2º, 1200 Lisbon (Portugal)

^d Department of Geology, University of Pennsylvania, Philadelphia, PA 19104-6316 (U.S.A.)

(Received July 17, 1989; revised version accepted March 1, 1990)

ABSTRACT

Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J.C., Manuppella, G. and Phipps, S., 1990. A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. In: G. Boillot and J.M. Fontboté (Editors), *Alpine Evolution of Iberia and its Continental Margins*. *Tectonophysics*, 184: 357–366.

The Alpine foreland in Portugal was deformed by compressional tectonism during the Miocene. In the NNE–SSW oriented Lusitanian Basin, most folds and thrusts in the Meso-Cenozoic cover are oriented ENE–WSW, parallel to the Alpine front in the Betic Cordillera, and verge towards the north-northwest and south-southeast. The thrusts are connected by lateral ramps: most of these are oriented NNE–SSW to N–S and show sinistral movement, and some are transpressional. The lateral ramps result from reactivation of older extensional faults related to crustal thinning of the continental margin. In the E–W oriented Algarve Basin a simpler basin inversion occurred, with older E–W normal faults reactivated as essentially pure thrusts. In both basins Alpine structures formed above décollements in the Hettangian evaporite–clastic complex. Variscan basement was also deformed by ENE–WSW reverse faults during Miocene time. The similarity in orientation and style of the basement structures to those in the cover suggests that they also occurred by detachment, but their larger scale indicates that the detachment is deep and involves much of the crust. Thus, we interpret the Central Cordillera, in which basement rocks are thrust over Miocene sediments on both sides, as a “pop-up” of crustal scale, elevated above downward-flattening faults that dip towards each other and merge into a single deep detachment. Alpine structures in the Iberian foreland are therefore similar in structural style to those of the Appalachian and Laramide forelands of North America and the Alpine foreland of northwest Europe.

Introduction

In this paper we will briefly summarize our present knowledge of the Alpine structural geology of western Iberia, with the emphasis on Portugal. We will review our own recent work onshore, describing selected structures and our interpretation of each, but can here refer only in passing to offshore work that has been carried out by many authors (for reviews of various aspects, see Baldy et al., 1975, 1976; Boillot et al., 1979, 1987; Mougenot, 1983, 1989; Sibuet, 1987). We

will then speculate on the larger scale structure and on the Alpine geodynamics of the region.

In the interior of the Iberian block (Hispanic massif), Alpine structures result mainly from reactivation of Variscan and late Variscan structures (Ribeiro et al., 1979) (Fig. 1). Along the continental margins of the block, however, the Variscan structures had been modified by Mesozoic extension related to the opening of the Atlantic and Tethys oceans. Near the continental margin, it was these new structures that were subsequently reactivated by the Alpine collision. We must there-

Upper Jurassic of the Alcobça Region. Stratigraphic Contributions

B. MARQUES*, F. OLÓRIZ**, P. S. CAETANO*, R. ROCHA* & J. C. KULLBERG*

Key-words: Upper Jurassic; Biostratigraphy; Ammonites; Lusitanian Basin; Portugal.

Abstract: The units of the Upper Jurassic of the Alcobça region («Camadas com *Pholadomya protei*», «Camadas de Alcobça» and «Grés Superiores») were originally defined by P. Choffat, having all posterior works of other authors been based on the ages admitted by him.

The reference to the existence of ammonoids, collected in sections executed on the «Camadas de Alcobça» unit by that author, aroused the interest in further and more detailed work that would provide a better knowledge and precision of its stratigraphic position.

These goals were attained by the execution of geological sections where a few specimens of ammonoids were collected. The presence of ammonoids allows us to attribute the lower part of the «Camadas de Alcobça» Fm., that in the region contacts by fault with the nucleus of the Caldas da Rainha diapir, to the Lower Kimmeridgian (within the Platynota Zone interval), and the top, contacting with the «Grés Superiores» to the lowermost Tithonic (around the Hybonotum/Albertinum Zone boundary). Furthermore, we can also establish correlations with other units defined in the same time interval of the Upper Jurassic in other regions of Portugal and date the sedimentary discontinuities individualized.

Palavras-chave: Jurássico superior; Biostratigrafia; Amonites; Bacia Lusitânica; Portugal.

Resumo: As unidades do Jurássico superior da região de Alcobça («Camadas com *Pholadomya protei*», «Camadas de Alcobça» e «Grés Superiores») foram originalmente definidas por P. Choffat, tendo todos os trabalhos posteriormente efectuados por outros autores tomado como base as datações então admitidas por P. Choffat.

A referência à existência de amonóides encontrados em cortes efectuados na unidade das «Camadas de Alcobça» por aquele autor («Apontamentos Inéditos»), despertou o interesse pela realização de trabalhos mais pormenorizados que possibilitassem um conhecimento e uma precisão estratigráfica maiores.

Os objectivos foram atingidos através da realização de cortes geológicos pormenorizados e do estudo dos amonóides neles encontrados. A presença dos amonóides permite atribuir a parte inferior da Formação das «Camadas de Alcobça», que na região contacta por falha com o núcleo do diapiro das Caldas da Rainha, ao Kimeridgiano inferior (intervalo no interior da Zona de Platynota) e o topo, que contacta com os «Grés Superiores», ao Titónico inferior (em torno ao limite das Zonas de Hybonotum/Albertinum). Permite ainda, estabelecer correlações com outras unidades definidas para o mesmo intervalo de tempo, Jurássico superior, de outras regiões de Portugal e datar as superfícies de descontinuidade sedimentar individualizadas.

INTRODUCTION

(fig. 1)

The first reference to the «Camadas de Alcobça» of the Upper Jurassic in the Lusitanian Basin appears in Choffat's unpublished («Apontamentos Inéditos», 9077, 9078, 9079), deposited at Serviços Geológicos de Portugal. With this term, Choffat designated the «argillaceous limestone, 150 to 200 m thick set, with marine fossils» that develops north of Torres Vedras/Montejunto in the Alcobça region. In this paper «Camadas de Alcobça» will be named as the «Camadas de Alcobça» Fm. Stratigraphically, Choffat

placed the «Camadas de Alcobça» Fm. between the units known as «Camadas com *Pholadomya protei*» and «Grés superiores». The name given by Choffat to the «Camadas de Alcobça» formation doesn't correspond, according to him, to the locality where it is best represented (Barrio). This is due to the fact that the term had previously been used to designate a particular type of limestones: the Barrio Limestones (*op.cit.*).

* Centro Estr. Paleob. Univ. Nova Lisboa. Quinta da Torre, 2825 MONTE DE CAPARICA (Portugal).

** Dpto. Estr. Paleont., Fac. Ciências, Univ. Granada. 18002 GRANADA (Spain).

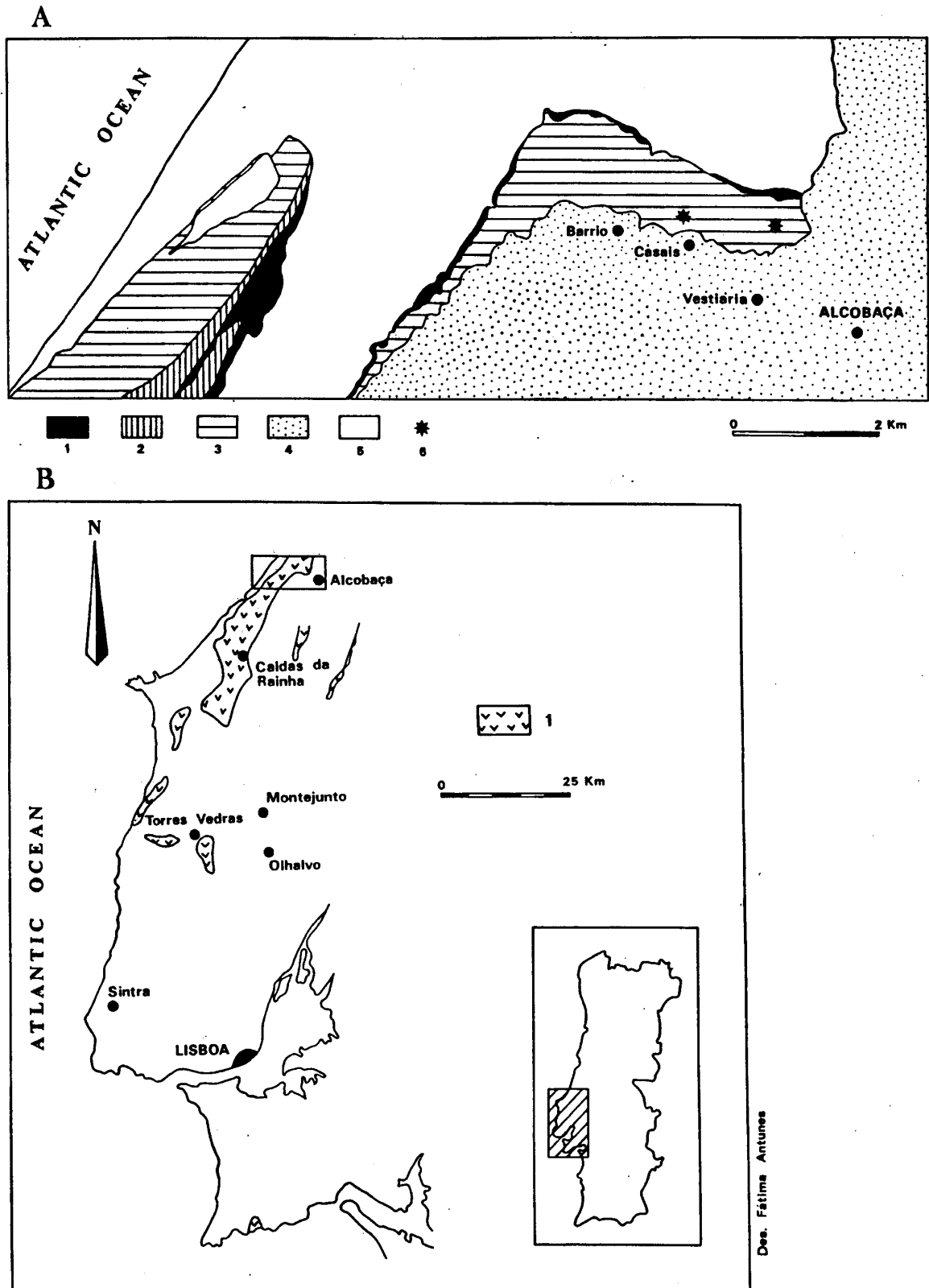


Fig. 1 – A: Geological setting of the Alcobaca region (adapted from Geological Map of Portugal, scale 1:50 000, chart 26-B (Alcobaca), ZBYSZEWSKI *et al.*, 1961). See location in B. 1 = Hettangian-Rhaetian; 2 = Middle Lusitanian: «Camadas de Montejunto»; 3 = Upper Lusitanian: «Camadas de Alcobaca»; 4 = Upper Jurassic: «Grés Superiores»; 5 = Plio-Quaternary sediments; 6 = Location of the Casais and Vestiaria sections.
 B: Sketch map of western Portugal (hatched area), with location of the studied region (framed area). 1 = Diapirs.

In all published works (1882; 1885-1888; 1893a; 1893b; 1901; 1905) CHOFFAT concerned himself with precisising the stratigraphic framework of the terms he used to designate the different Malm facies he individualized. In 1901, CHOFFAT parallelizes, for the first time, the «Camadas de Alcobaça» Fm. with the «Xistos do Ramalhão» Fm. and, in 1905, considers it contemporary to the «Camadas de *Lima alternicosta*» defined in the Upper Jurassic of Sintra.

Subsequently, several authors used the «Camadas de Alcobaça» Fm. in their works but it is not within our knowledge that, in a stratigraphic point of view, any precision was forwarded. Of the many geological sections we studied in the Alcobaça region, only two (Casais and Vestiaria) revealed the presence of ammonoids making possible the stratigraphic precision of the age admitted for the «Camadas de Alcobaça» Fm. by P. CHOFFAT.

The outcrops studied are located in the northeast area of the largest diapiric structure known in the Lusitanian Basin: the Caldas da Rainha diapir. The dense vegetation of the area makes it very difficult to execute geological sections with any continuity of strata along reasonable thicknesses, bearing in mind that, in this region, the total thickness of the «Camadas de Alcobaça» Fm. is approximately 200 m.

Of the units defined by Choffat for the Upper Jurassic of this area-«Camadas com *Pholadomya protei*», «Camadas de Alcobaça» Fm. and «Grés Superiores» (= «Lourinhã» Fm. according to HILL, 1988) – only the second was, for now, studied in detail.

STRATIGRAPHICAL FRAMEWORK

(fig. 2)

The section at Casais, approximately 6 meters thick, consists entirely of an alternance of marly and argilaceous-carbonate levels, occasionally with high percentage of coarse detrital elements (quartz and feldspars). Fauna is abundant in some levels (18, 19, 20, 26): lamellibranchia, among which oysters have an important role forming small patch reefs as can be seen, for example, in levels 17 and 35; echinoderms, fundamentally represented by echinid spines (*Pseudocidaris lusitanicus* de LORIOLE) and a whole echinid shell; cephalopods are very rare. Microfauna is represented by ostra-

cods and foraminifera. Carbonaceous matter, although present along the entire section is, nevertheless, most important, in percentage, in level 26. Ichnofauna (*Thalassinoides/Rhizocorallium*, *Diplocraterion/Ophiomorpha/Polykladichnus*) is well represented in levels 18, 26 and 28.

Some upper surfaces of sedimentary discontinuities were also recognized throughout the section. They are materialized by ferruginized hard ground surfaces with pyrite crystals, intense bioturbation and fauna displayed parallel to the stratification (18, 26 and 32).

The section at Vestiaria, approximately 165 meters thick, was the largest section studied. The bottom of this section contacts by fault with the «Margas de Dagorda» Fm. of Triassic age that forms the nucleus of the Caldas da Rainha diapir. In this section, the «Camadas de Alcobaça» Fm. is represented by an alternance of more or less sandy marls, marly and detritic limestones, marls and sandstones containing sundry fossil assemblages, which consist mainly of corals, bivalves and echinoderms. Other macrofaunal groups (brachiopods, sponges and ammonites) only occur in a few layers or are even absent. Typical elements of the epibenthic associations are corals forming low to high diversity biostromes with *Stylina*, *Cyathophora*, *Thamnasteria* and *Axosmilia*. Other dominant elements are byssate bivalves (*Arcomytilus morrissi* SHARPE). Small *Liostrea* oyster patch reefs can be found at the top and middle part of the section. Oolites, sometimes ferruginous, and oncolites are also present, appearing either in sandstones or in sandy or biotrititic limestones. Very frequent are plant remains, sometimes quite large, appearing isolated or concentrated in horizons. Towards the top, this facies can become clastic, being different from the former levels either by the nature or by the proportion of its components.

In our study area, a clastic sequence termed formally as the «Grés Superiores» overlies the «Camadas de Alcobaça» Fm. This unit appears to be dominated by coarse micaceous sandstones and siltstones, with occasional fauna restricted to oysters, abundant plant fragments, ripple marks, cross bedding and current marks.

The facies individualized throughout the «Camadas de Alcobaça» Fm. are typical of a deltaic environment, the overlying «Grés Superiores» Fm. representing a fluvial environment (distributory channels) (HILL, 1988).

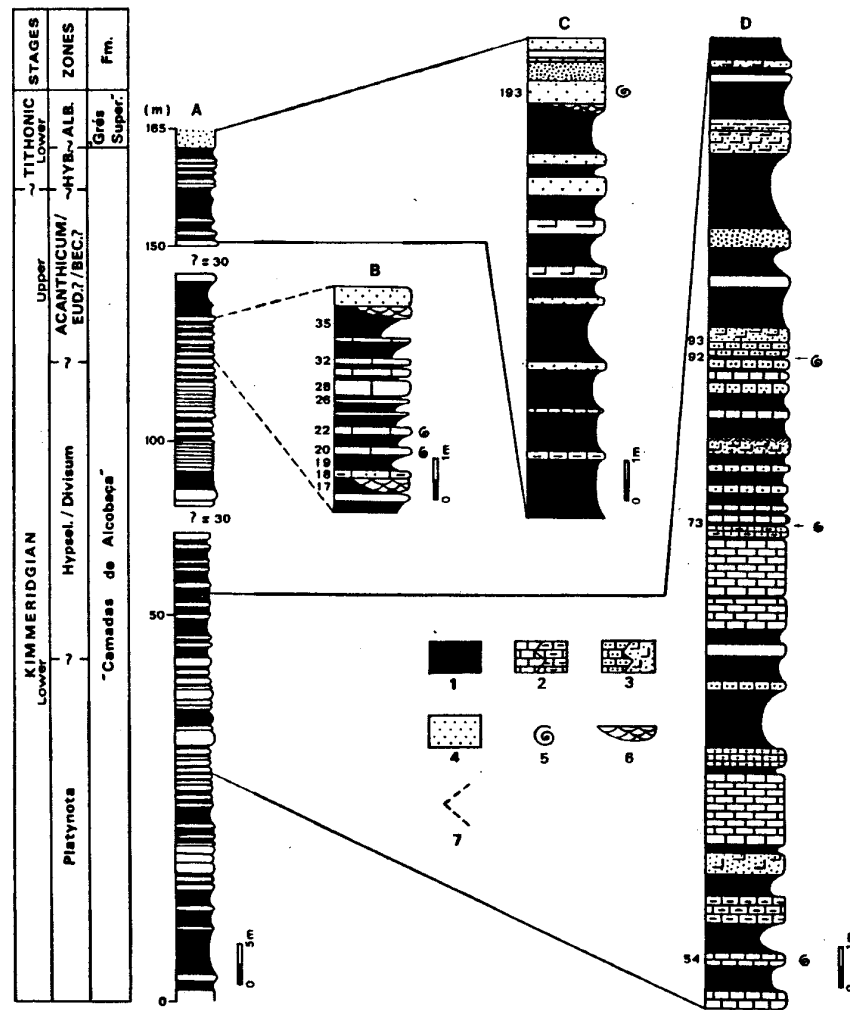


Fig. 2 – Geological sections. A: Synthetic geological column at Vestiaria; B: Geological column at Casais; C and D: Enlarged portions of the Vestiaria column with ammonite bearing levels. 1 = Marls/clays; 2 = Limestones/marly limestones; 3 = Sandy limestones; 4 = Sandstones; 5 = Ammonites; 6 = Oyster patch reefs; 7 = Correlation between the columns of Vestiaria and Casais.

BIOSTRATIGRAPHY AND CORRELATIONS

The Upper Lusitanian age admitted by Choffat for the «Camadas de Alcobaça» Fm. can now be precised thanks to the presence of ammonoids in the two sections that have been described. Therefore, the ammonites collected on the sections at Casais and Vestiaria make it possible to affirm that the base of the «Camadas de Alcobaça» Fm. was deposited in an interval within the Platynota Zone and its top in the interval of the *Hybonoticeras* distribution, probably in its upper part, as will be considered below.

In effect, the presence of *Ataxioceras* (*Parataxio-**ceras*) aff. gr. *praeomalinum* ATROPS and *Ataxioceras* (*Parataxio-**ceras*) sp., respectively in the levels 54 and 73 of the Vestiaria section places its basal part in the Lower Kimmeridgian (Platynota Zone). The presence of *Orthosphinctes* (*Litacosphinctes*) aff. gr. *pseudochilles* (WEGELE) in level 92 places this part of the section in the upper Platynota Zone. Finally, the presence of *Hybonoticeras* sp. in level 193 (Vestiaria section), related to the first major clastic entrance in the sector, allows us to consider an age around the Hybonotum/Albertinum Zone boundary for the top of the «Camadas de Alcobaça» Fm.

The section at Casais, belonging to the main marly interval of the final part of the «Camadas de Alcobaça» Fm. revealed the presence of *Nebroditis* sp., in level 20, and *Taramelliceras* (*Taramelliceras*) *compsum* (OPPEL) and *Glochiceras* sp., in level 22, thus allowing the attribution of this part of the Formation to an age around the Lower/Upper Kimmeridgian boundary (Divisum/Acanthicum Zone boundary).

After precisising the stratigraphic position of the «Camadas de Alcobaça» Fm. it is possible to correlate it with the units defined for the same time interval in the Upper Jurassic of other regions of Portugal.

For the Upper Jurassic of the Montejuento/Torres Vedras region, CHOFFAT (1893b) defined four units: «Camadas de Cabaços», «Camadas de Montejuento», «Camadas de Abadia» and «Corálico do Amaral». The presence of a number of ammonoids in this sector made it easy to precise the stratigraphic position of these units (ATROPS & MARQUES, 1986). Thus, the «Camadas de Abadia», whose base is attributed to the Lower Kimmeridgian (Platynota Zone) and top to the lowermost Tithonic, corresponds to the same time interval as the «Camadas de Alcobaça» Fm.

For the Upper Jurassic of the Sintra region, CHOFFAT (1901) identifies three units: «Calcários de São Pedro», «Xistos do Ramalhão» and «Margo-Calcários Xistosos de Mem Martins». The revision of the fauna deposited at the Serviços Geológicos de Portugal collected by C. Ribeiro, last century, and also by RAMALHO (1971), allowed the precision of the ages that had earlier been admitted (ATROPS & MARQUES, 1988). According to this revision, and as already had been stated by CHOFFAT (1901), the «Camadas de Alcobaça» Fm. is equivalent to the «Xistos do Ramalhão» Fm.

In Algarve, the southernmost province of Portugal, the recent collection of ammonoids has permitted an improved characterization of the late Lower Kimmeridgian (Divisum and Acanthicum Zones) (MARQUES & OLÓRIZ, 1992). Therefore, the «Camadas de Alcobaça» Fm. is equivalent to the Kimmeridgian part of the «Calcários Argilosos e Margas do Peral» Fm., to the «Jordana» Fm., and according to RAMALHO (1985), to the «Cerro da Cabeça», «Calcários com *Alveosepta jacardi* do Escarpão» and «Calcários com «*Vaginella striata* e *Clypeina Jurassica* do Escarpão» formations.

Finally, the timing provided by the collected ammo-

nites allows us to propose that the fluctuations in relative sea-level recognized in other places (Portugal, Morocco, Algeria, Spain, France,...) and related with interactions between tectonics and eustasy (MARQUES *et al.*, 1991) around the Oxfordian/Kimmeridgian boundary, are also recorded in the area studied, coinciding with halokinetic movements (WILSON *et al.*, 1983) and/or increases in clayey-marly sedimentation. Evidences exist, however, that disprove the first of these phenomena (RIBEIRO & KULLBERG, 1987 in ROCHA *et al.*, 1987, p. 72).

For the sedimentary discontinuities individualized in this study we have used the terminology for sequence stratigraphy and the numbering used in the work by MARQUES *et al.* (1991) referring to Upper Jurassic materials deposited in south Iberia.

Although it was not possible, at any of the sections, to date, with ammonoids, the Oxfordian/Kimmeridgian boundary (DVIII discontinuity, MFS/DLS), we think it is possible to relate it to the lithological change, verified at the passage of a carbonate bioconstructed sedimentation with brachiopods, among other organisms, to a frankly more clayey sedimentation, that can be observed on sections not considered in this work due to the lack of ammonite specimens. Associated to this boundary there is a generalized period of tectonic activity in the Lusitanian Basin and in Algarve (WILSON, 1979; MONTENAT & GUÉRY, 1984; MARQUES & OLÓRIZ, 1989). In the studied area, WILSON *et al.* (1983) also refer the existence of synsedimentary faulting. The erosional processes related with this tectonic pulse originated an increase of siliciclastic sedimentation (sub-basin of Olhalvo in the Lusitanian Basin), slumping (in the Montejuento/Torres Vedras sector), karsting (at the top of the «Tojeira» Fm. in the Montejuento sector, LEINFELDER & WILSON, 1988) and, in the Alcobaça sector, an increase in the clay component.

The DIX discontinuity (SB, type II unconformity), aged around the Platynota/Hypselocyclum boundary, seems to be related to the irregular upper surface of a detritic level on the Vestiaria section (level 93), with quartz grains, abundant micaceous minerals, plant fragments and intense bioturbation. Also related to this discontinuity surface there seems to be a change in lithology marked by an increase in clayey sedimentation.

The DX discontinuity (MFS/DLS), related to the condensed section of the 4.5 cycle in HAQ *et al.* (1987), can also be seen in the «Camadas de Alcobaça» Fm. It is represented by the upper surface of a marly-limestone level on the Casais section (level 18), with concentrated fauna displayed parallel to the stratification with numerous echinid spines and intense bioturbation. The major expression of marly-clayey levels developing above seems to be related to this discontinuity.

Finally, the DXII discontinuity (SB, type II unconformity), aged around the Hybonotum/Albertinum Zone boundary, can also be correlated to the sedimentary record on the Vestiaria section. Here, a sandy level with an irregular upper surface, high percentage of carbonaceous matter, mica and bioturbation, is represented. This level (193, with a record of *Hybonoticerias* sp.) can be correlated to the eustatic fall on the boundary between the 4.6 and 4.7 cycles of HAQ *et al.* (1987), and seems to be related with the definitive development of coarse detrital sedimentation («Grés Superiores») in this sector.

CONCLUSIONS

— This study has allowed the precision of the stratigraphic positioning of the «Camadas de Alcobaça» Fm. by studying the ammonoids found along two geological sections. Represented by an alternance of more or less sandy marls, marly and detritic limestones, marls and sandstones, it's base was attributed to an interval within the Platynota Zone, while it's top is placed, probably, around the Hybonotum/Albertinum Zone boundary.

— The presence of ammonoids also allowed to date some discontinuity surfaces of regional character (DIX, DX and DXII) that, in future, we hope to be able to individualize in other sectors of the Lusitanian Basin, thus improving the knowledge of the organization of the basin's depositional sequences using the «inverse procedure» (fr.=«procedure inverse») of VAIL *et al.* (1987).

ACKNOWLEDGMENTS

The authors would like to thank Dr. M. Ramalho (Serviços Geológicos de Portugal) for the revision of the manuscript.

REFERENCES

- ATROPS, F. & MARQUES, B. (1986) – Mise en évidence de la zone à Platynota (Kimméridgien inf.) dans le massif du Montejunto (Portugal); conséquences stratigraphiques et paléontologiques. *Géobios*, Lyon, **19** (5): 537-547, 3 fig., 1 pl.
- (1988) – La faune d'ammonites kimméridgienne des Schistes de Ramalhão (région de Sintra, Portugal). *2nd Int. Symp. Jurassic Stratigr.*, Lisboa, **1**: 517-524.
- CHOFFAT, P. (1882) – Note préliminaire sur les vallées tiphoniques et les éruptions d'ophite et de teschénite en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **10** (3): 267-288, 15 fig.
- (1885-1888) – Description de la faune Jurassique du Portugal: Mollusques Lammellibranches, 2^e ordre, Asiphonidae. *Mém. Dir. Trav. Geol. Portugal*, Lisboa, 76 p., 19 pl.
- (1893a) – Description de la faune Jurassique du Portugal: Classe des Céphalopodes. 1^{re} série. Ammonites du Lusitanien de la contrée de Torres Vedras. *Mém. Dir. Trav. Geol. Portugal*, Lisboa, 82 p., 19 pl.
- (1893b) – Sur les niveaux ammonitiques du Malm inférieur dans la contrée de Montejunto (Portugal). Phases peu connues du développement des mollusques. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, **116**: 833-835.
- (1901) – Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacé en Portugal. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléont. Hydrol.*, Bruxelles, **15**: 111-140, 1 pl.
- (1905) – Notice stratigraphique sur les gisements à polypiers du Jurassique portugais. In: Koby, F. – «Description de la faune Jurassique du Portugal: – Polypiers du Jurassique supérieur». *Mém. Com. Serv. Géol. Portugal*, Lisboa, pp. 147-164.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987) – Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, Washington, **235**: 1156-1167.
- HILL, G. (1988) – The Sedimentology and Lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal. Ph. D. Thesis, *The Open University*, Milton Keynes.
- LEINFELDER, R. R. & WILSON, R. C. L. (1988) – Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geol. Rundsch.*, Niedermendig, **78** (1).
- MARQUES, B. & OLÓRIZ, F. (1989) – La plate-forme de l'Algarve au Jurassique supérieur: les grandes discontinuités stratigraphiques. *Cuad. Geol. Ibérica*, Madrid, **13**: 237-249.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F. & RODRIGUEZ-TOVAR, F. (1991) – Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from the south of Iberia. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, **162** (6): 1109-1124.
- MARQUES, B. & OLÓRIZ, F. (1992) – The Orthospidoceras uhlendi (Oppel) record and the maximum flooding in the Eastern Algarve during the Lower Kimmeridgian. *Rev. Española Paleont.*, Extra, Madrid, pp. 149-156.
- MONTENAT, C. & GUÉRY, F. (1984) – L'intrusion diapirique de Caldas da Rainha et l'halocinèse jurassique sur la marge portugaise. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, Série II, **298** (20): 901-906.
- RAMALHO, M. (1971) – Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). Tese de Doutorado, *Memórias Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, **19** (NS): 212 p.

- RAMALHO, M. (1985) – Considérations sur la Biostratigraphie du Jurassique Supérieur de l'Algarve-Oriental (Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 71 (1): 41-50.
- ROCHA, R. B., MOUTERDE, R., SOARES, A. F. & ELMI, S. (coord.) (1987) – Trip A - Biostratigraphic sequence of Portuguese West-basin. Differentiation during the Lias and Dogger. *2nd Int. Symp. Jurassic Stratigr.*, Lisboa, 84 p.
- VAIL, P. R., COLIN, J. P., CHENE, R. J., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFILIEFF, V. (1987) – La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 8, III (7): 1301-1321.
- WILSON, R. C. L. (1979) – A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra*, Lisboa, 5: 53-84.
- WILSON, R. C. L., ALLAN, D. E., ELLIS, P. M., ELLWOOD, P. M., KITSON, D. C., SKELTON, P. W. & WRIGHT, V. P. (1983) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal: pointers to other Atlantic margin basins. *The Open University*, Milton Keynes, 75 p.
- ZBYSZEWSKI, G., FRANÇA, J. C. & FERREIRA, O. V. (1961) – Carta Geológica de Portugal, esc. 1:50 000, Folha 26-B Alcobaça. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.

Versão aceite em Novembro 1992

Géologie/Geology
(Géodynamique/Geodynamics)

Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un « rift avorté »

Antonio F. SOARES, Rogério B. ROCHA, Serge ELMI, Maria Helena HENRIQUES,
René MOUTERDE, Yves ALMERAS, Christiane RUGET, Julio MARQUES,
Luis DUARTE, Maria Cristina CARAPITO et José Carlos KULLBERG

Résumé – Le sous-bassin nord-lusitanien a subi une évolution complexe qui peut être divisée en cinq principaux épisodes: 1. Phase de distension triasique avec la différenciation de l'axe Arunca-Montemor; 2. Rifting pendant le Lias inférieur avec développement de formes endémiques d'ammonites (Sinémurien supérieur); 3. Subsidence différentielle (Lias moyen à Aalénien inférieur): l'accélération de la distension contrarie les effets de l'eustatisme; 4. Progradation d'une plate-forme carbonatée (Aalénien moyen – Bathonien inférieur) qui se stabilise pendant le Bathonien moyen-Callovien inférieur; 5. Cicatrisation à partir du Callovien moyen, accompagnée par des émergences.

The North-Lusitanian Subbasin (Portugal) from the Triassic to the Middle Jurassic: a model of an "aborted rift"

Abstract – The North-Lusitanian Subbasin has sustained a complex evolution which can be divided into five main stages: 1. Liassic Distension leading to the differentiation of the Arunca-Montemor lineament; 2. Lower Liassic Rifting with development of endemic ammonites-faunas (Upper Sinemurian); 3. Differential Subsidence (Middle Liassic to Lower Aalenian): eustatic changes were complicated by a strong acceleration of the differential subsidence; 4. Progradation of a carbonate platform (Middle Aalenian to Lower Callovian); 5. The closure of the subbasin began during the Middle Callovian and was followed by emersions.

Abridged English Version – The western border of the Hesperic Massif is included into the "Lusitanian-Furrow" where 5,000 m of triassic-jurassic sediments have been accumulated. The subsidence was controlled by the motions of two main groups of faults (fig. 1) bound to the evolution of a passive margin (Boillot, 1990; Vanney *et al.*, 1981; Soares *et al.*, 1984). The mesozoic structural network is made of three sectors. The present Note is focussed on the study of the sedimentary sequences and of their discontinuities in the northern part of the basin (North Lusitanian Subbasin, limited southwards by the Nazaré fault).

The main events are recorded by a succession of megasequences, limited by discontinuities bound to negative phases of the sedimentation.

1. *Triassic distension*. – The Megasequence A (Conraria Beds; Ladinian?-Lowermost Norian) evidences the differentiation of an eastern alluvial basin whose subsidence exaggerated during the times. The sedimentation rate does not balance the subsidence and the eastwards thickening suggests a tilting-block dynamic. The Megasequence B (Castelo Viegas Beds and Lower Pereiros Beds = Dagorda Marls *pro-parte*; mainly Rhetian (Rocha *et al.*, 1990) has been developed during the individualization of the Arunca-Montemor lineament, limiting eastwards the extension of the Dagorda Marls.

2. *Lower Liassic rifting* (Megasequence C = main part of the Pereiros Beds = Dagorda Marls *pro-parte* + Coimbra Beds *s. l.*: Lower Liassic to Lowermost Carixian). – The environment was continental or restricted marine at the beginning; then, an important flooding occurred during

Note présentée par Jean DERCOURT.

0764-4450/93/03171659 \$ 2.00 © Académie des Sciences

C. R., 1993, 2^e Semestre (T. 317)

Série II – 123

THIN SKINNED AND THICK SKINNED SUB-BASIN DEVELOPMENT, BI-DIMENSIONAL EXTENSION AND SELF-INDENTATION IN THE LUSITANIAN BASIN, WEST PORTUGAL

P. Terrinha, (1); J.C. Kullberg(2); M.C. Kullberg(1); C. Moita(3); A. Ribeiro (1)

(1) - Faculdade de Ciências de Lisboa. Dep. de Geologia. R. Escola Politécnica, 58. 1294 Lisboa codex. Portugal

(2) - FCT /UNL – Departamento de Ciências da Terra - 2825 Monte da Caparica

(3) - GPEP - Gabinete de Prospeção e Exploração de Petróleo. R. Vale de Pereiro, 4 - 1250 Lisboa

The Lusitanian Basin is dissected by an array of faults trending from approximately N-S to E-W (fig. 1). Traditional interpretation of the extensional tectonics of the basin proposes that the N-S faults accommodated most of the Mesozoic extension that preceded the opening of the North Atlantic Ocean, whilst the NE-SW and E-W ones acted as transfer zones to extension and/or as normal faults during minor NNE-SSW oriented extension.

Inspection of seismic reflection profiles, geological maps and field work provide examples of sub-basin development controlled by thick skinned extension, halokinesis and combined basement extension and salt migration. Examples are shown from the on-shore (C. Rainha - Mendiga segment, Soure, and São Mamede salt pillow) and from the off-shore (fig. 2).

Sub-basin development also occurred during tectonic inversion, such as at Leiria (fig. 3), Alcobaça and Rio Maior (fig. 4), which are associated with sagging due to salt withdrawal and salt extrusion flowing out of the plane containing the shortening direction (Z, Y plane) and welding.

The ages of sub-basin development are quite variable. Examples of sub-basin formation associated to i) thick-skinned extension of Kimmeridgian age (off-shore) and ii) thin-skinned extension of Middle Jurassic age (Caldas da Rainha - Porto de Mós segment) iii) combined basement extension and salt migration of Upper Jurassic (off-shore) and Cretaceous (Soure) ages are shown as well as of iv) sub-basin formation of Paleogene and Pliocene ages, which are associated with tectonic inversion of the Lusitanian Basin.

Inversion tectonics triggered the formation of indentations, which are associated with the sub-basin geometries, either by means of reactivation of extensional structures or by generation of basins during compression (e.g. Rio Maior basin formed by sagging due to secondary extension and salt withdrawal during indentation of an adjacent salt diapir; the Caldas da Rainha diapir shows three indentations consistent with the Miocene NW-SE directed transport direction).

Inspection of geological maps, off-shore isochore seismic map (MILUPOBAS, 1996, Moita, C., in prep.) showed the existence of two approximate perpendicular directions of extension, respectively E-W and NNE-SSW.

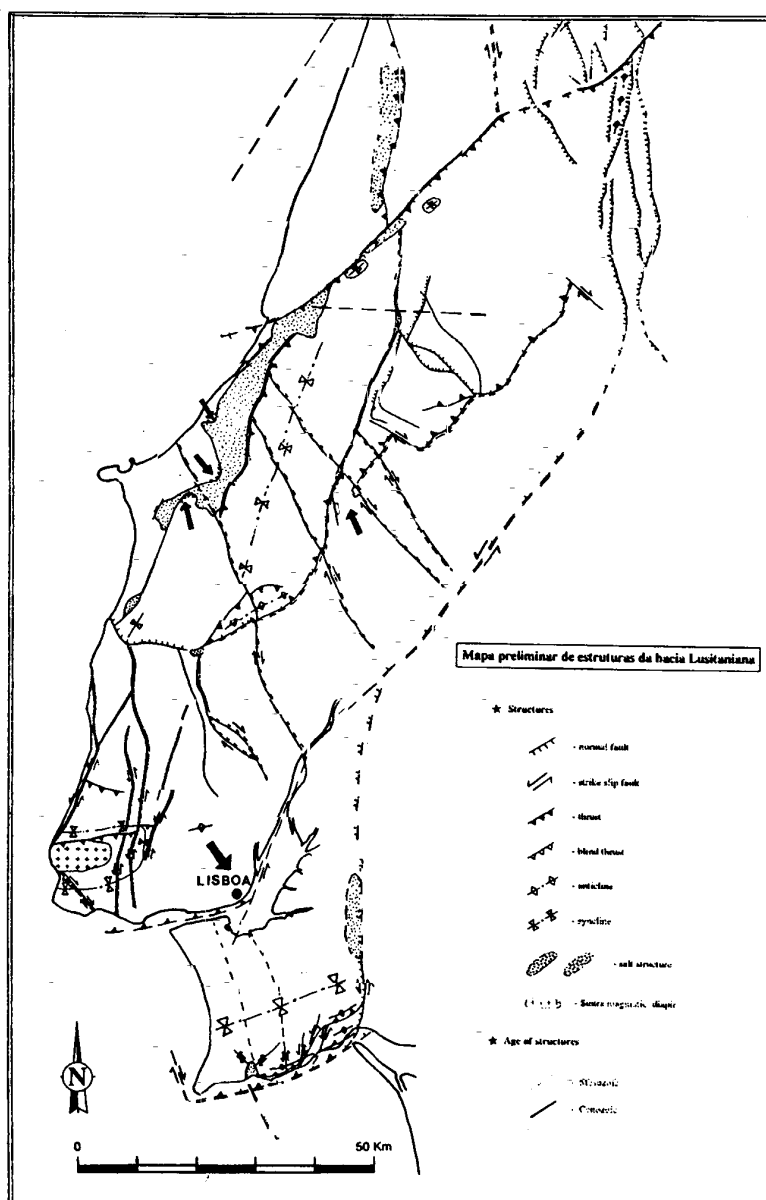
β values were calculated using depth converted contour maps of the top Triassic horizon provided by MILUPOBAS, 1996. Preliminary results for an area located off-shore Peniche were obtained, $\beta_1=1.086$ along direction 74° and $\beta_2=1.034$ along direction 164° ; these directions are perpendicular to the trend of the main normal faults in the area. The ratio $\beta_1/\beta_2 = 0.952$ ($\delta\beta = ((\beta_1 - \beta_2)/\beta_1) \times 100\% = 4.8\%$) shows that a similar stretched upper crust is observed along the two perpendicular directions.

As on-shore shortening is evaluated on approximate 5% along direction 140° (approximate maximum direction of shortening), it is possible β_2 was underestimated and that β_1 and β_2 prior to inversion were even closer.

Further work is needed to achieve better estimates for β values and produce a satisfactory extensional model for the basin. It is suggested that a straightforward McKenzie or Wernicke model for the formation of the Lusitanian Basin might not be adequate because i) the tectonic extension was bi-dimensional, ii) the extension on perpendicular directions were not simultaneous and iii) the hypothesis of more than one deep detachment (or a curved one) should not be neglected to accommodate the extension of the perpendicular fault systems at depth.

Acknowledgements

This work was carried out as part of the MILUPOBAS project, funded by EC, contract n°JOU 2-CT94-0348.



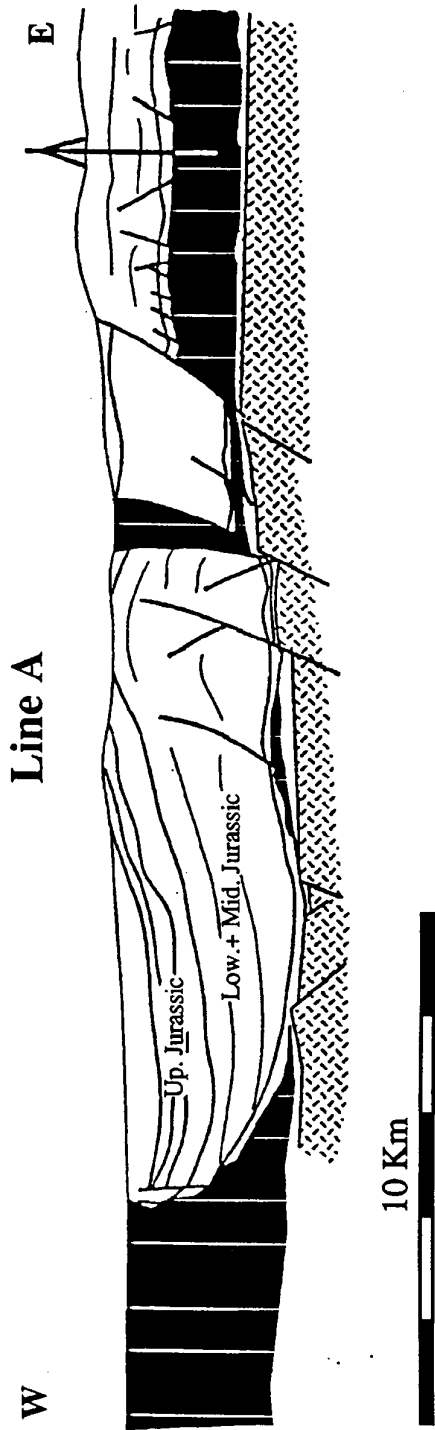


Fig. 2a - Sub-basin development in thin-skinned extensional regime

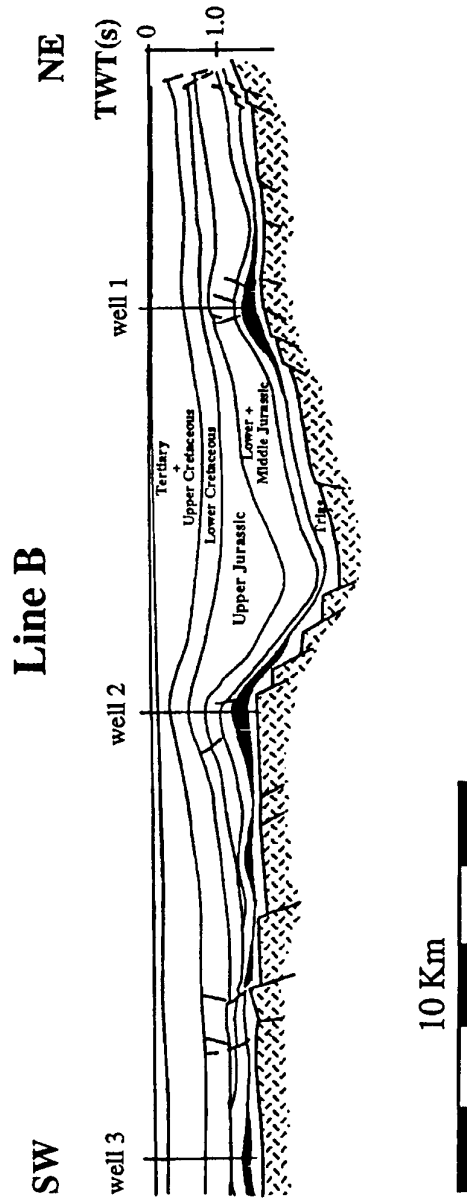


Fig. 2b - Sub-basin development in thick-skinned extensional regime

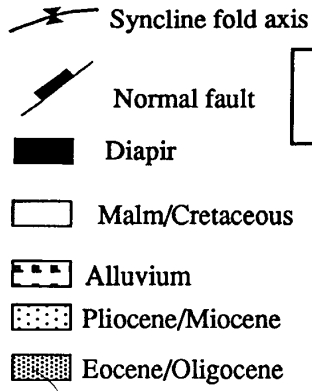


Fig. 3- Schematic map depicting the structure of the Leiria basin

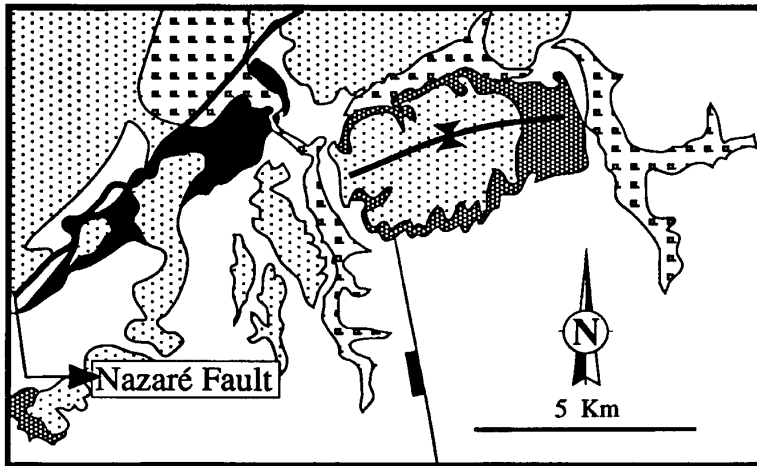
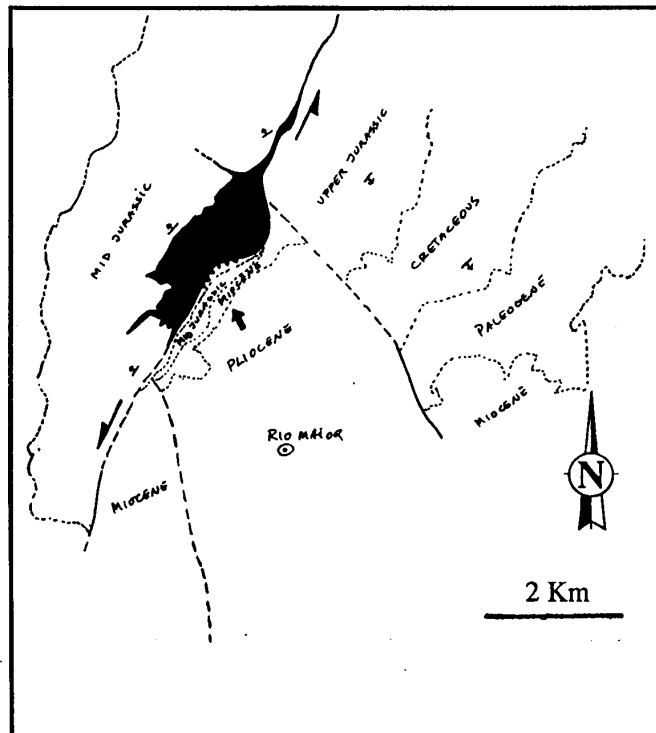


Fig. 4 - Schematic map showing the relationship between the Rio Maior basin and the oblique slip indentation of the adjacent diapir



RÉINTERPRÉTATION DE L'HISTOIRE STRATIGRAPHIQUE ET TECTONIQUE DE LA STRUCTURE DE SERRA DE EL-REI (PORTUGAL)+

par

José Carlos KULLBERG*, **René MOUTERDE**** et **Rogério ROCHA***

* Centro de Estratigrafia e Paleobiologia, Universidade Nova de Lisboa

** Centre international d'Etudes du Lias, Université catholique Lyon, 25 rue du Plat, 69288 Lyon Cedex 02

RÉSUMÉ

Les travaux faits sur le terrain et les interprétations cartographiques de ces dernières années, montrant la pertinence des observations de Paul Choffat au siècle dernier, permettent de préciser l'échelle stratigraphique et de mieux distinguer les phases de l'histoire tectonique de la structure de Serra de El-Rei.

En attendant la publication d'une cartographie très détaillée mettant en évidence le détail des déformations tectoniques, il faut souligner la dissymétrie des deux flancs de cette structure ainsi que le rôle de certaines failles transverses.

Sur son flanc nord, la série liasique, allant des dolomies du Lias inférieur au Toarcien inférieur ou moyen, est recouverte stratigraphiquement et en légère discordance par le "Lusitanien" qui remanie à sa base des éléments du Toarcien inférieur ou moyen.

Sur son flanc sud, dans la partie centrale, la série stratigraphique liasique est comparable à celle de l'autre flanc, mais les dépôts du Toarcien, plus complets, sont affectés au cours de la zone à Meneghinii par des perturbations synsédimentaires avec fossiles brisés et/ou remaniés et des réductions d'épaisseur. Plus à l'Est, le Toarcien est très réduit et (tectoniquement ?) en contact avec le Dogger.

Au Sud-Ouest en revanche, près de Bolhos, la série toarcienne est plus complète et couronnée par l'Aalénien inférieur, mais tronquée par un contact oblique N-S, repris par la tectonique récente.

Sur ce flanc, le Bajocien inférieur est représenté mais peu épais; il est suivi par le Bajocien supérieur, le Bathonien et le Callovien très développés qui sont recouverts par un "Lusitanien" épais, très différent de celui du flanc nord. Cette série du Jurassique moyen et supérieur a été décrite dans la thèse de Christiane Ruget (1963).

La structure de Serra de El-Rei constitue une sorte de raccord E-W entre les importantes structures (diapiriques ?) méridiennes de Caldas da Rainha au NE et de Bolhos au SW. Il s'agit d'une structure de tectonique distensive, en demi-graben, d'âge jurassique, qui est responsable de la dissymétrie des séries lithostratigraphiques sur ses deux flancs; au Miocène, pendant la compression bétique, cette structure a subi une inversion en constriction.

Un modèle de l'évolution sédimentaire du secteur est présenté.

(+) Travail réalisé dans le cadre du Project MILUPOBAS, CCE/GPEP, JOU2 - CT94 - 0398.

1. HISTORIQUE

Choffat au siècle dernier avait déjà une remarquable connaissance de la structure de Serra de El-Rei. Dans la limite des méthodes dont on disposait alors il en a donné une excellente description et interprétation dans plusieurs travaux.

Dès 1880 il décrit (pp. 6, 64-65) plusieurs coupes détaillées des environs de Bolhos et du flanc sud pour lequel il donne, entre Cova da Moura et le chemin de Cezareda, une série d'observations dont on peut vérifier encore aujourd'hui la qualité. Les listes de fossiles données montrent que les conditions d'affleurement étaient meilleures qu'aujourd'hui. Vient ensuite une description assez détaillée du "Dogger et Callovien du plateau de Cezareda" (pp. 70-71).

En 1882, il figure (p. 275) six coupes transverses relatives aux deux vallées de Serra de El-Rei et de Bolhos et précise dans le texte les successions observées. Pour celle de Serra de El-Rei, il insiste sur deux faits importants : le contact "en concordance" du Lias et du Malm sur le flanc nord et l'intercalation au centre de la vallée d'un lambeau de Malm au milieu des Marnes de Dagorda. Ce lambeau s'élargit et prend une grande importance vers l'Est.

Oertel (1952), de la Companhia dos Petróleos de Portugal a effectué le levé détaillé des deux structures qui sont décrites dans des rapports internes. Une cartographie à l'échelle du 25000ème est réalisée mettant en évidence un système complexe de failles et de nombreuses données structurales.

Les coupes de Choffat sont refigurées par Zbyszewski (1959) qui, utilisant pour une bonne part les notes inédites de Choffat, conservées à l'Instituto Geológico e Mineiro, apporte des informations précises sur les successions des terrains du "Lusitanien" au Lias sur les flancs nord et sud de la structure de Serra de El-Rei (pp. 46-52). D'importantes listes de fossiles sont données pour le "Lusitanien".

Ruget-Perrot dans sa thèse (soutenue en 1959 et publiée en 1961) décrit en détail le Jurassique moyen et supérieur ("Lusitanien") du flanc sud de la structure de Serra de El-Rei - plateau de Cezareda.

La notice de la carte géologique au 1/50 000, feuille de Peniche (França *et al.*, 1960) reprend les données de Oertel, ainsi que le résultat des observations et coupes inédites de Choffat et des travaux de Ruget-Perrot.

En 1961, Ruget-Perrot et Almeida donnent des précisions sur le Callovien du flanc sud à l'occasion de la description par Tintant de la nouvelle espèce *Rugeticerias cesaredense* (Choffat *in litt.*).

Guéry (1984) a donné une description incomplète de la série stratigraphique reposant sur des observations trop rapides. Il a sous estimé ainsi largement (malgré ses réserves) les épaisseurs. En revanche, essayant d'apprécier les profondeurs et les conditions de dépôt, il souligne avec raison l'importance de deux modifications importantes de la sédimentation aux passages Sinémurien-Carixien et Toarcien-Aalénien (ou Bajocien); nous y reviendrons. L'interprétation tectonique et le dessin des accidents sont loin d'avoir la pertinence des levers de Oertel.

2. SÉRIE STRATIGRAPHIQUE (fig. 1-2)

Les épaisseurs indiquées sont les épaisseurs mesurées sur le terrain et elles correspondent à des valeurs minimales par rapport aux épaisseurs originelles des différentes unités. Ce fait s'explique par la réduction tectonique de l'épaisseur par cisaillement pur, en particulier dans les sédiments tendres.

Marnes de Dagorda

Ce sont en réalité des pélites souvent silteuses mais peu carbonatées (moins de 15% selon Palain) malgré leur aspect compact. Leur couleur est rouge-violet, "lie de vin", ou parfois vert clair. En général dans le pays, elles contiennent du gypse ou du sel, ce qui n'apparaît guère dans la structure de Serra de El-Rei en raison des altérations ultérieures.

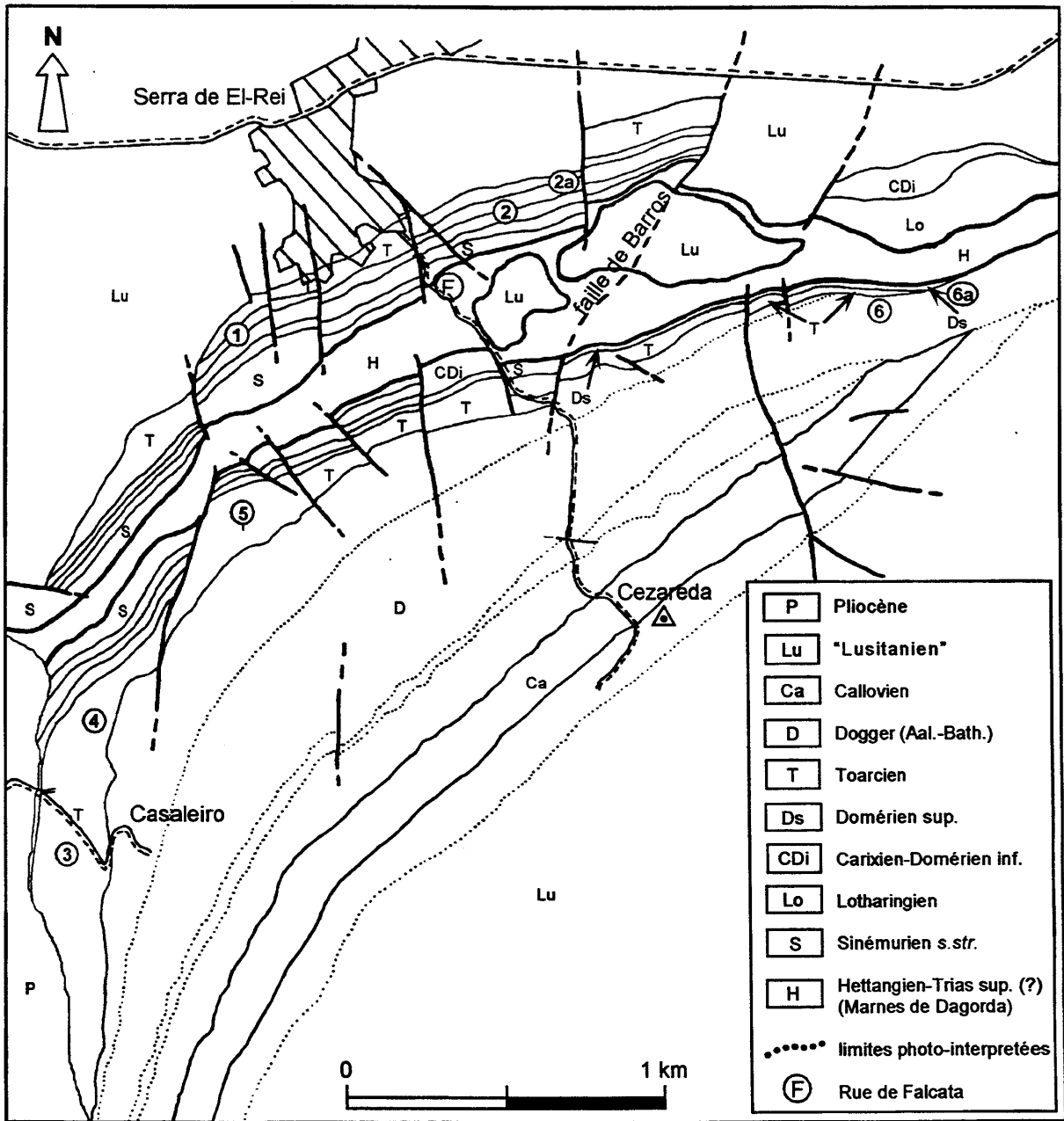


Fig. 1 - Carte géologique de la structure de Serra de El-Rei; 1-6 - coupes stratigraphiques.

Elles forment la dépression qui est au centre des vallées de Bolhos et de Serra de El-Rei, où elles sont recouvertes par des dépôts récents. La disposition est simple dans la partie de la structure au SW et au Sud de ce village; mais au SE elle est réduite à deux bandes plus ou moins étroites de chaque côté d'une vaste zone de "Lusitanien", dont on expliquera plus loin l'origine. Les Marnes de Dagorda forment alors une bande plus ou moins étroite au bord sud de la vallée, entre le "Lusitanien" et un Toarcien très redressé.

Dolomies, calcaires dolomitiques et cargneules

Ces dépôts classiques du Lias inférieur (Hettangien?, Sinémurien et Lotharingien *pro parte*) se présentent tantôt en bancs massifs, mais plus souvent en masses irrégulières disloquées par la tectonique.

Ce sont des calcaires dolomitiques et des dolomies souvent cargneulisées par dissolution. La partie inférieure est formée de bancs plus massifs, mais à disposition souvent irrégulière. La partie supérieure montre bien, dans la partie occidentale [carrière profonde au NE de Bolhos (M=476,4 ; P=4352,2); carrière récente au SW de Serra de El-Rei (M=476,7; 2,9) et au SE du village (Sud de Barros: M=477,7; P=4353,5)], des niveaux à sédimentation rythmée, un peu comme des laminites avec des lits très riches en petits lamellibranches et parfois des passées oolithiques. Ces niveaux doivent correspondre au Lotharingien moyen ou à la partie inférieure du Lotharingien supérieur. L'épaisseur totale est au moins de l'ordre de 50m.

Lotharingien supérieur (= Sinémurien terminal)

Il est formé de calcaires gris-noir ou bleu foncé, parfois très compact, en bancs assez épais (20/30 à 70 cm) à surface irrégulière, avec des couches localement très foncées et fétides sous le choc. Ils peuvent être dolomitisés partiellement. Vers sa base se situe le niveau à laminites, lamellibranches et parfois oolithes mentionné ci-dessus. Son sommet présente généralement un "hard-ground". L'épaisseur est assez difficile à apprécier en raison de déformations tectoniques et de la qualité des affleurements; elle est d'environ 20 à 30m.

A l'ouest de la faille de Barros (de direction N30E) il forme, sur la bordure nord de la vallée, une bande continue d'une épaisseur d'environ 10 à 35m (8 à 10 m sont visibles sous la Rua dos Regueiros, au centre du village; 10 à 15m seulement sont visibles sur chemin descendant sous la Rua da Falcata, mais dans le voisinage l'épaisseur peut être estimée à 30 ou 35 m).

Sur le flanc sud de la vallée, on peut l'observer dans la carrière profonde (M=476,4; P=4352,2) et on le suit à flanc de coteau jusqu'en face de Serra de El-Rei où cette barre épaisse d'environ 20 à 30m est décalée par des failles et repose généralement sur la dolomie; cet affleurement est limité à l'Est par une faille qui met le Lotharingien en contact avec le Lias moyen (Carixien et Domérien inférieur à faune pyriteuse).

A l'Est du chemin de Cezareda (M=477,38; P=4352,95), on retrouve des calcaires un peu dolomitiques et très compacts, subverticaux, sur une épaisseur d'environ 30 m; les niveaux supérieurs contiennent de petites bélemnites et rhynchonelles et supportent, après une surface irrégulière ("hard-ground" ?) les couches du Carixien. A l'Est de la faille de Barros on ne retrouve généralement plus ces calcaires lotharingiens.

Cependant, ils forment plus à l'Est, en direction de Olho Marinho, sur le bord nord de la vallée, quelques reliefs avec les niveaux à laminites bien caractéristiques.

Dans la faune recoltée on peut citer *Homeorhynchia ranina*, *Pecten (Weyla) lacazei*, *Gryphaea geyeri*, petites huîtres, *Mactromya liasina*, *Astarte* sp.; un *Echioceras* sp. (exemplaire écrasé à fortes côtes et ombilic moyen) a été ramassé non en place sur le flanc sud de la vallée en face du village.

Carixien inférieur et moyen (10 à 15m)

Alternances de bancs de calcaires marneux plus ou moins compacts et de marnes avec des niveaux grumeleux

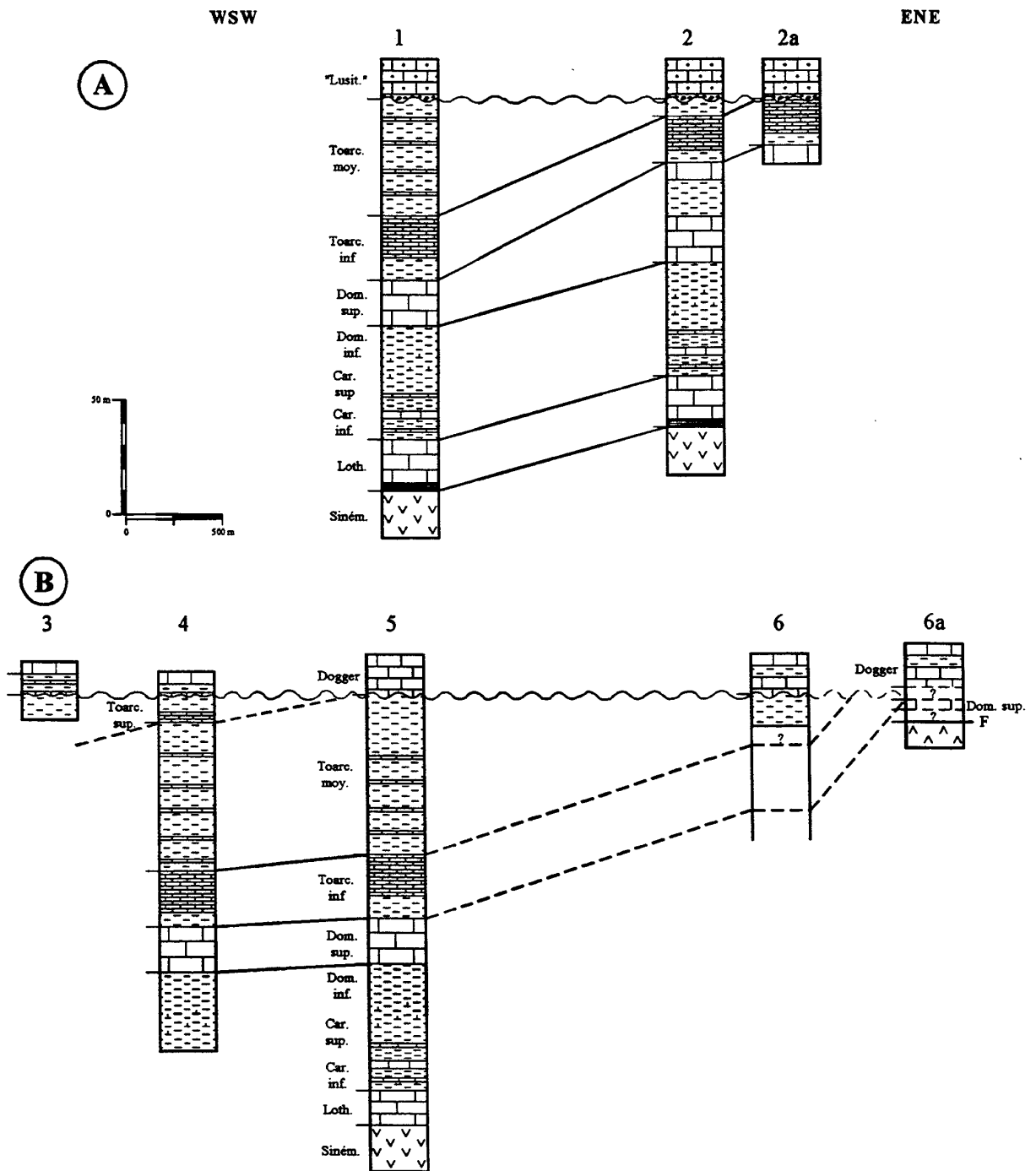


Fig. 2 - Corrélatons entre les coupes stratigraphiques de la structure de Serra de El-Rei: A) flanc nord; B) flanc sud.

- près de la base : *Pseudophricodoceras* sp. aff *dayiforme* et niveaux à crinoïdes
- puis : *Platypleuroceras* sp.
- et au-dessus : *Uptonia* sp. et *Dayiceras* sp. (abondants)
(coupes sous rua Falcata et sur le chemin de Césareda)

Carixien supérieur + Domérien inférieur (35 à 40m probables)

Marnes et calcaires marneux tendres
Aegoceras sp., *Amaltheus* sp., *Protogrammoceras* sp., *Metaderoceras* sp.

Domérien supérieur

Il forme une barre de calcaire marneux compact en bancs décimétriques, bleu en profondeur, à patine blanchâtre, bien nette sur les flancs nord et sud de la structure, sur 15 à 20m d'épaisseur, avec *Amaltheus* sp., *Pleuroceras* sp. et grandes bélemnites. Dans la partie moyenne certains bancs sont très riches en *Pleuroceras solare*.

A l'Est de Serra de El-Rei, il semble plus épais (40m) et montre un niveau tendre à la partie moyenne. Le calcaire est noir foncé, schisteux, avec niveaux à laminites et parfois un aspect bréchique et nombreux *Pleuroceras* sp. et Bélemnites.

Ce Domérien supérieur (au moins sa partie terminale), daté par des *Pleuroceras* sp. et *Emaciatoceras* sp., est connu en plusieurs points du bord sud, à l'Est de la faille de Barros, en contact (?) avec les Marnes de Dagorda.

Toarcien

• A l'W de la faille de Barros (fig. 2a), le Toarcien inférieur et moyen se présente de façon à peu près identique dans les divers secteurs.

Il débute par des couches marneuses tendres (3 à 5m) avec *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) gr. *semicelatum*; puis viennent les "calcaires en plaquettes", calcaire micritique gris clair à jaune clair (10 à 20 m) en bancs très minces

Dans des conditions favorables on peut distinguer, à la base, des "calcaires en plaquettes" minces sans interlits, surmontés par des plaquettes plus irrégulières, séparées par des passées marneuses. C'est la partie inférieure de la zone à Levisoni.

Au-dessus viennent des calcaires marneux et marnes du sommet du Toarcien inférieur et du Toarcien moyen (zones à Levisoni, Bifrons et Gradata) qui forment une bande relativement tendre ou un replat à pente faible. Leur puissance est très difficile à estimer. Mais si on considère que les couches sont probablement subverticales sur les flancs de la structure, il faut penser à une épaisseur de l'ordre de 70-80m environ.

Plus haut, aux environs de Bolhos, la série devient plus calcaire; ce sont des bancs calcaires bien marqués qui contiennent des *Hammatoceras bonarellii* de la zone à Bonarellii (épaisseur 5 à 8m environ). L'épaisseur de l'ensemble supérieur (au-dessus de la série tendre à *Hildoceras* sp.) serait d'environ 20 à 25m.

La zone à Aalensis (environ 10m) est connue seulement à l'affleurement sur le chemin de Bolhos à Cezareda, près de Casaleiro (colonne 3: M=476,33; P=4351,52).

• A l'Est de la faille de Barros (fig. 2b), le Toarcien, inconnu sur le flanc nord, est mal représenté sur le flanc sud. Le Toarcien inférieur n'est pas connu; seul le Toarcien moyen à *Hildoceras* sp. est représenté par un à quelques mètres de marno-calcaires tendres plaqués, souvent par l'intermédiaire de niveaux bréchiques, contre les calcaires massifs de l'Aalénien ou du Dogger.

Plus à l'Est, en-dessous d'une lentille à fossiles noirs du Bajocien (colonne 6a: M=478,50; P=4353,26), au-dessus du Domérien supérieur à *Pleuroceras* sp. et *Emaciatoceras* sp., il existe quelques mètres de couches marno-calcaires (probablement toarciennes), affleurant mal, avant les calcaires compacts du Dogger contenant la lentille fossilifère.

De même il existe un petit affleurement de Toarcien avec *Dumortieria* (?) sp. ou *Catulloceras* (?) sp. (M=477,83; P=4353,06) au-dessus du Domérien supérieur.

Il faut insister sur le problème des conditions de dépôt du Toarcien supérieur (zone à Meneghinii probablement) dans le flanc sud de la structure, posé par l'existence de couches à fossiles brisés et par plusieurs gisements curieux.

D'une part, au SE de Serra de El-Rei, près de Cova da Moura, sur le bord sud de la vallée, le long d'un chemin menant à Cezareda, dans le talus rafraîchi, au dessus des calcaires marneux à *Hildoceras* gr. *sublevisoni-lusitanicum* du Toarcien moyen, s'observe une barre verticale de brèche synsédimentaire de calcaires contenant localement des bélemnites, rhynchonelles et radioles d'oursin sur laquelle vient un banc calcaire à fossiles phosphatés, ou en calcite, de petite taille et plus ou moins brisés, abondants mais difficiles à dégager ; on a pu récolter une association du Toarcien supérieur, zone à Aalensis: *Pleydellia* sp. (2 fragments), *Tmetoceras* sp., polypiers et lamellibranches. Dans les marnes sous-jacentes on observe *Soaresirhynchia cotteri* de la zone à Speciosum-Meneghinii. La barre verticale se poursuit vers l'Est au-delà et en dessous du chemin de Cova da Moura.

D'autre part, une carrière nouvelle observée en 1992 (M=476,48; P=4352,25) montre, sur 6m d'épaisseur, des alternances verticales de calcaire marneux et de marnes contenant *Hammatoceras* sp. (à 4m du contact) et *Polyplectus discoïdes* (à 1,60m du contact), terminées par une surface d'arrêt de sédimentation; au-dessus, on note la présence d'une masse de calcaire marneux compact à brachiopodes, dans lequel s'individualise un niveau de calcaire biodétritique riche localement en oolites blanchâtres, à oursins et brachiopodes.

A environ 500m à l'Est (M=476,84; P=4352,52), à la base des calcaires du Dogger ou plutôt de l'Aalénien, un niveau un peu bréchique au sommet des marno-calcaires tendres du Toarcien a livré une faune de la zone à Meneghinii: *Osperlioceras* gr. *subcostulatum* ou *reynesi* et *Hammatoceras* gr. *meneghinii* avec des pectinidés et des gastéropodes .

On a donc une série d'indications qui montrent que la sédimentation a été troublée et instable pendant le Toarcien supérieur, zone à Meneghinii (?). Les niveaux sus-jacents au Toarcien supérieur montrent des indices d'instabilité sédimentaire, avec des niveaux de reprise de la sédimentation, des petites brèches, des dykes neptuniens, (pl.1, fig.1), des surfaces de condensation de la faune et, épisodiquement, la présence de faunes phosphatées.

Sur le flanc nord, le Lusitanien repose en discordance légèrement oblique sur le Toarcien inférieur ou moyen; l'absence de dépôts de la zone à Meneghinii dans ce flanc ne permet pas une corrélation avec les observations faites sur le flanc sud.

Aalénien

Il n'a été observé à l'affleurement qu'au NE de Bolhos, sur le chemin de Cezareda (colonne 3: M=476,33; P=4351,55) où des bancs calcaires séparés par des passées tendres (4 à 5m) ont livré *Leioceras* sp. et *Malladaites* aff. *pertinax*, qui indiquent l'Aalénien inférieur; par contre, Choffat (1880, pp. 35, 45) cite, à Cezareda, *Ammonites murchisonae*, *A. fallax* et *A. scissum*, ce qui indiquerait la présence de l'Aalénien moyen.

Bajocien

Le Bajocien inférieur présenté par Choffat (1880, pp. 44-46) a été décrit par Ruget-Perrot (1961, pp. 99-100). Notamment la faune "alpine", riche en brachiopodes, associés à quelques ammonites de Cova da Moura, a été inventoriée; elle appartient à la zone à *Humphriesianum*. Elle constituait des accumulations locales dans des calcaires "gris beige, à patine blanchâtre, ...à pâte très fine...; localement les calcaires sont rubanés...". Il n'a pas été possible de retrouver, récemment, ces riches accumulations de fossiles.

Mais plus à l'Est (colonne 6a: M=478,50; P=4353,26), au milieu d'une barre de quelques mètres de calcaires compacts du Dogger, un petit niveau fossilifère a livré une faune d'ammonites généralement noirâtres (phosphatées ou minéralisées), au sein d'un calcaire beige compact. La faune, difficile à dégager, comprend: *Strigoceras* sp., *Oppelia* gr. *subradiata*, *Oppelia* sp., *Dorsetensia* [M] gr. *edouardiana*, de nombreuses bélemnites, quelques brachiopodes, formes de la zone à *Humphriesianum*. Cette association est "réélaborée" dans une matrice de calcaire compact beige contenant quelques mauvais

fragments d'ammonites de la zone à *Humphriesianum* ou de la base de la zone à Niortense.

Légèrement plus haut, des calcaires plus marneux, un peu schisteux, ont livré quelques ammonites de la zone à Niortense ou de la zone à *Garantiana*.

De même, quelques bancs fossilifères du Bajocien supérieur ont été observés dans la montée du chemin de Cezareda, sur le flanc sud de la structure (colonne 6: M=477,95; P=4353,10). Au milieu de bancs beaucoup plus compacts, sur 2 à 3m, des calcaires marneux en bancs de 20 à 30 cm ont fourni une petite faune de *Garantiana garantiana*, *Spiroceras* sp. et des Perisphinctidés. Ce sont les "calcaires marno-schisteux avec des nodules de calcaire grumeleux" de Ruget-Perrot (1961, p.100) de la zone à *Garantiana*.

Les indications données ci-dessus (avec la faible épaisseur des calcaires compacts du Bajocien inférieur) sont seulement relatives aux affleurements à l'Est de la faille de Barros. Pour la partie ouest, nous n'avons pas de données précises, pas de coupes et pas de récoltes de faunes caractéristiques.

Le Bathonien et le Callovien sont bien connus par les descriptions de Ruget-Perrot (1961).

"Lusitanien"

Les formations "lusitaniennes" reposent sur le Jurassique inférieur ou moyen, soit en discordance (cartographique) sur le flanc nord, soit sur le flanc sud après une lacune callovienne suivie d'un changement total de sédimentation.

Il faut signaler que le "Lusitanien" se présente sous des aspects très différents selon les secteurs:

a) A l'Ouest de Serra de El-Rei (fig. 2a, coupe 1), les couches du "Lusitanien" marin, avec des bancs à Nérinées et à algues, surmontent une brèche de galets calcaires anguleux noir ou gris-bleu foncé dans une matrice jaune qui repose (en discordance cartographique) sur les calcaires marneux et marnes du Toarcien moyen à *Hildoceras sublevisoni*.

b) Au SE du village, le "Lusitanien" est de type différent, avec des niveaux calcaréo-marneux tendres formant une petite dépression, des niveaux à algues et brèche interstratifiés; certains blocs sont riches en grains de quartz.

Non loin de là, on a pu observer des blocs de conglomérat de "Lusitanien" basal contenant des fragments remaniés de "calcaires en plaquettes" du Toarcien inférieur (fig. 2a, coupe 2a et pl.1, fig.2). Légèrement à l'Ouest (fig. 2a, coupe 2), on remarque un niveau marneux entre le "Lusitanien" et les "calcaires en plaquettes"; ici, le "Lusitanien" ne présente pas de conglomérat basal.

c) A l'Est de la faille de Barros, en direction de Olho Marinho, on observe un "Lusitanien" très épais (avec des dépressions qui doivent correspondre à des niveaux plus tendres); des niveaux à débris noirâtres, d'autres avec des Nérinées, des Chaetétidés ou des algues, ont été observés. Une étude serait à faire qui dépasse le cadre de notre présent travail.

d) Sur le flanc sud, au-dessus de la série marine du Bathonien-Callovien, après une lacune importante, vient un "Lusitanien" très épais (Ruget-Perrot 1961, pp. 102-105; Guéry 1984) débutant par des "couches à tendances lagunaires peu marquées" (65m) avec charophytes, ostracodes et *Pseudocyclamina* sp. Puis viennent des "couches marines littorales" (600m), à faune d'huîtres, mytilidés, gastéropodes, nérinées, polypiers, brachiopodes et aussi débris ligniteux, qui se terminent par des niveaux oolithiques à algues et oursins, avec, au sommet, citation de quelques ammonites (*Ataxioceras* sp. et *Orthosphinctes* sp.) de l'Oxfordien supérieur.

3. OBSERVATIONS CARTOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES

La structure de Serra de El-Rei se situe dans l'intersection de deux failles de type et d'importance différents:

- l'une, la faille de Caldas da Rainha (Canérot *et al.* 1995) est une faille normale de direction NNE-SSW, qui affleure depuis Santa Cruz, au Sud, jusqu'au moins à la faille de Nazaré, au Nord, sur une longueur de plus de 70 km;

- l'autre, la faille de Atouguia da Baleia (França *et al.* 1960), sensiblement perpendiculaire à la première, est un décrochement droit (Montenat *et al.* 1988, fig. 4), visible sur 15 à 20 km.

Tout le long de la faille sub-méridienne se situent, depuis le Sud vers le Nord, les structures diapiriques de Santa Cruz, Vimeiro, Maceira, Bolhos et Caldas da Rainha; la structure de Serra de El-Rei fait la liaison entre les deux dernières.

De chaque côté des Marnes de Dagorda, qui présentent leur plus grande largeur dans le centre de la structure, s'observent deux flancs franchement dissymétriques tant pour la géométrie de la stratification que pour le développement des différentes unités stratigraphiques.

La cartographie met en évidence une géométrie générale en arc, qui lui est donnée par la variation de la direction des couches, qui est N-S dans l'extrémité SW pour devenir E-W dans l'extrémité NE. Les pendages moyens sont très réguliers et très élevés (entre 70 et 90°) dans le flanc NW, tandis que dans le flanc SE ils varient entre 40 et 80°; ceci est particulièrement visible dans la région centrale de la structure (au SE de Serra de El-Rei); ils augmentent vers les extrémités, jusqu'à atteindre des valeurs proches de la verticale. Cependant, dans le flanc NW, les pendages diminuent très rapidement au fur et à mesure qu'on s'éloigne du centre de la structure.

La distribution des unités stratigraphiques est, sans doute, ce qui donne la plus grande dyssymétrie à la structure. Notamment sur le flanc SE se développe une séquence carbonatée du Dogger, très épaisse (>600m selon Ruget-Perrot, 1961), absente sur le flanc NW.

Cependant, dans le détail, d'autres paramètres descriptifs sont semblables. Un premier exemple est la distribution régulière des failles qui affectent particulièrement les unités liasiques; en effet, on voit bien dans la cartographie l'existence, dans les deux flancs, d'un ensemble de failles normales subméridiennes, qui définissent des blocs de largeur hectométrique (300 à 500 m en moyenne) et dont la plupart est scellée par les unités lithostratigraphiques postérieures (dans certains cas on a des réactivations tardives, avec des petits rejets). Cette géométrie représente une séquence de failles normales symétriques, qui donne à l'ensemble une géométrie en "horsts" et "grabens". Le cas le plus remarquable est celui d'un bloc situé dans la montée de rue da Falcata (fig.1) vers le flanc sud de la structure. Ces failles se seraient développées pendant le Toarcien supérieur (zone à Meneghinii ou peu après) car on n'observe pas de modifications dans la sédimentation (variations d'épaisseur et autres) qui nous permettent de les dater comme plus anciennes.

Un deuxième exemple est celui de la lacune sus-jacente au Toarcien (fig.3). La biostratigraphie détaillée nous permet de montrer, dans les deux flancs, une tendance générale à l'ancienneté progressive de la base de la lacune du SW vers le NE. La limite supérieure de la lacune, par contre, ne montre pas une disposition comparable des deux côtés de la structure.

La biostratigraphie détaillée montre aussi que, dans le flanc SE, les couches de la base du Dogger ont un âge plus tardif du SW vers le NE; cette disposition est confirmée par l'observation des photos aériennes.

Il ne s'agit pas d'une troncature tectonique, car les niveaux de base tout du long de cette discontinuité présentent des indices d'instabilité sédimentaire. La troncature tectonique, d'âge tertiaire, se situe entre le Lias et les Marnes de Dagorda, où le contraste rhéologique est très élevé.

Ainsi, apparemment, à partir de la fin du Lias, l'histoire géologique des deux flancs de la structure est différente. Dans le flanc nord, le "Lusitanien" repose en transgression sur le Lias, avec l'existence d'un conglomérat qui n'est pas toujours présent (França *et al.* 1960) (pl. 1, fig. 2); il correspondrait aux Calcaires de Montejunto.

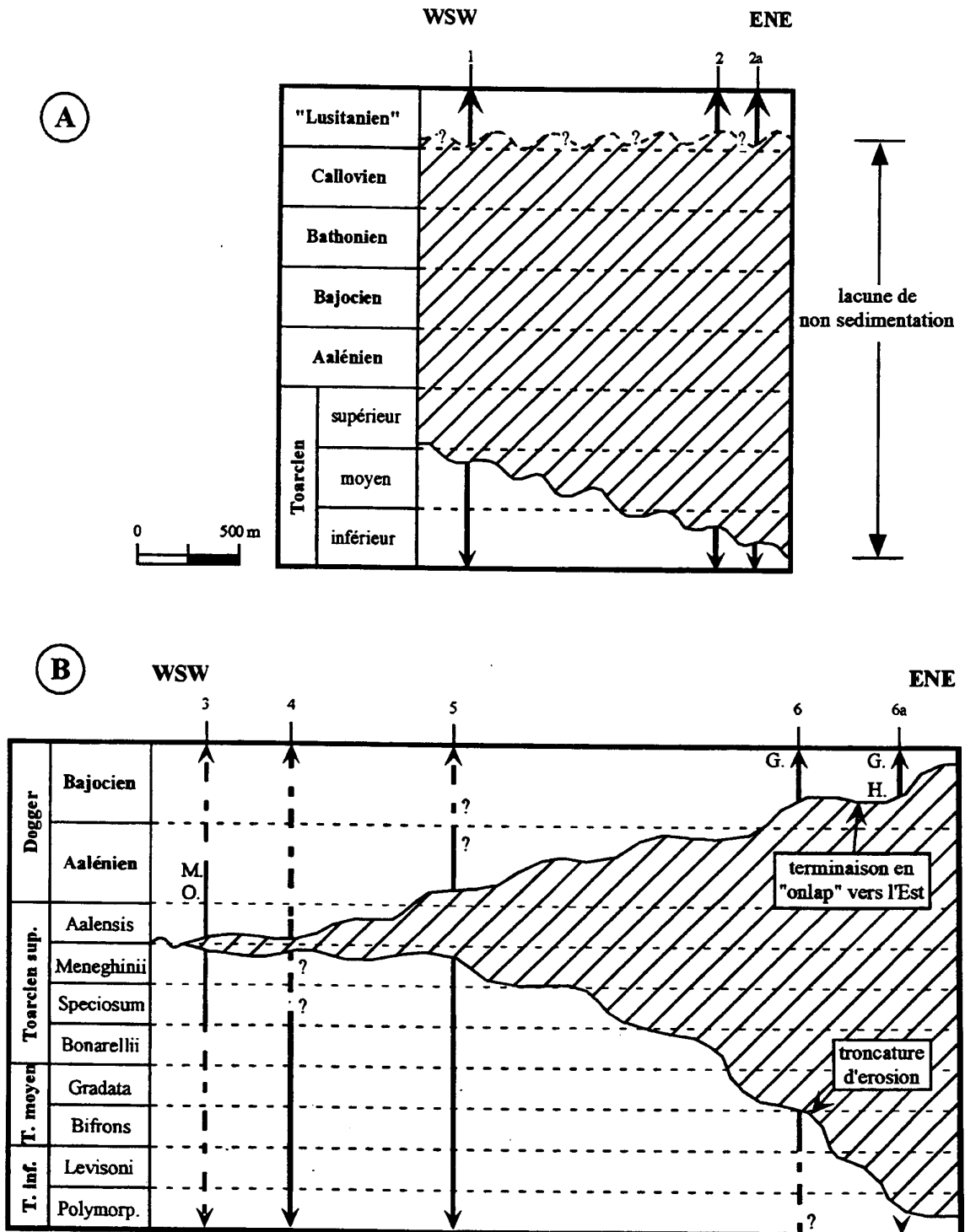


Fig. 3 - Importance de la lacune dans la structure de Serra de El-Rei: A) sur le flanc nord; B) sur le flanc sud (O - Opalinum; M - Murchisonae; H - Humphriesianum; G - Garantiana).

Le parallélisme de la stratification entre le Lias ("calcaires en plaquettes" du Toarcien inf.) et le "Lusitanien" est bien visible sur le terrain (fig. 2, coupes 2 et 2a) 500m à l'Est de Serra de El-Rei. Par contre, dans le flanc sud, le "Lusitanien" à faune saumâtre [= "couches à tendances lagunaires peu marquées" de Ruget-Perrot (1961, pp. 102-103), avec des charophytes, ostracodes et *Pseudocyclammina* sp.] serait l'équivalent des Couches de Cabaços (França *et al.* 1960).

4. INTERPRÉTATION ET DISCUSSION (fig. 4-5)

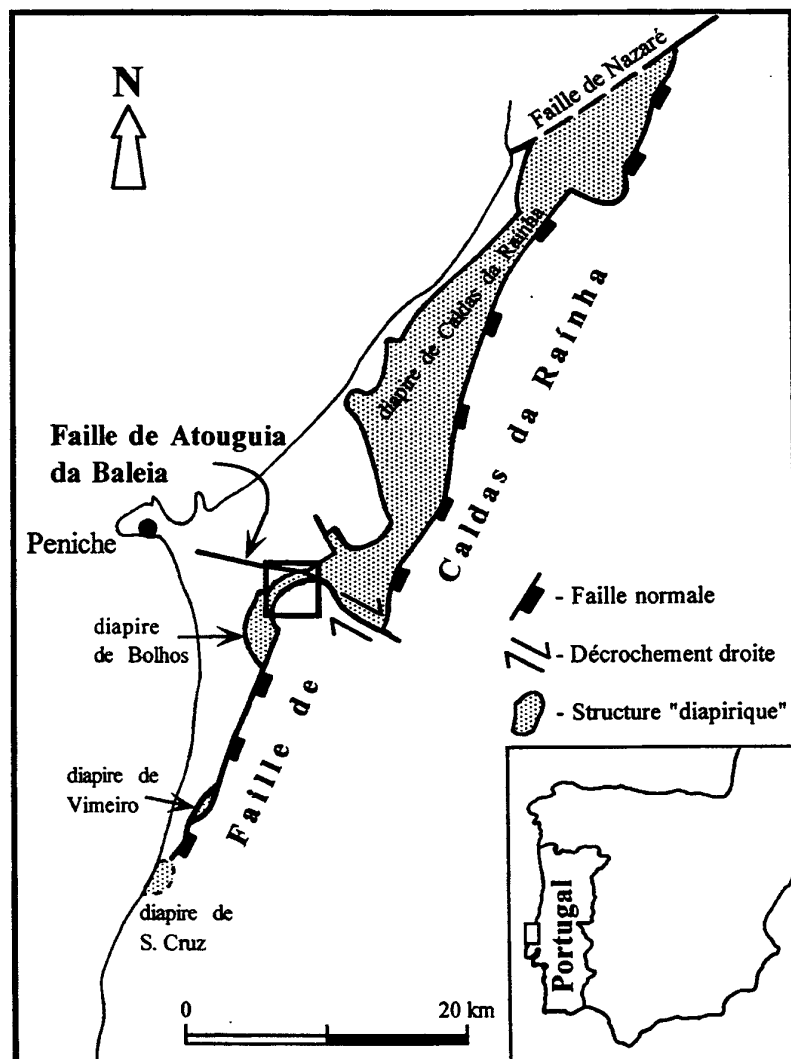


Fig. 4 - Schéma de localisation de la structure de Serra de El-Rei et encadrement structural.

Distension mésozoïque (fig.5)

Dans le Bassin Lusitanien, ce sont les failles normales d'orientation NNE-SSW héritées du socle hercynien, qui contrôlent les alignements des principaux dépocentres du bassin. Ces failles ont absorbé la plus grande partie de la distension mésozoïque, d'orientation générale E-W (Ribeiro *et al.* 1996), tandis que les failles subperpendiculaires ont joué essentiellement comme des failles de transfert de mouvement en absorbant aussi, éventuellement, une partie de la distension (Terrinha *et al.* 1996). Cependant la géométrie finale du bassin n'est pas seulement conditionnée par les déplacements produits par des failles profondes (tectonique "thick skinned"), mais aussi par des failles listriques superficielles, avec un déplacement le long de l'unité ductile des Marnes de Dagorda (tectonique "thin skinned") (Ribeiro *et al.* 1996, Terrinha *et al.* 1996).

Etant donné que la structure de Serra de El-Rei se situe le long d'une faille subméridienne où affleure plusieurs structures considérées comme des diapirs et qu'elle présente, le long de son axe, cette unité argilo-évaporitique, il nous paraît nécessaire de discuter ici la question de l'influence de l'halocinèse dans la genèse de cette structure.

D'ailleurs le rôle joué par les Marnes de Dagorda dans l'architecture des unités jurassiques pendant les différentes périodes de temps où l'halocinèse a eu éventuellement lieu, ont été l'objet de controverse, spécialement en ce qui concerne le diapir de Caldas da Rainha, la plus importante structure de ce genre dans le Bassin Lusitanien. En effet, les deux positions contradictoires connues considèrent :

- la première, l'existence d'une halocinèse contemporaine de la distension jurassique (essentiellement pendant le Jurassique moyen et supérieur) qui serait responsable d'importantes variations d'épaisseur des unités lithostratigraphiques (Oertel 1952, Guéry 1984, Montenat *et al.* 1988, Wilson *et al.* 1991).

- la deuxième, l'existence d'une argilocinèse (à la place de l'halocinèse) associée à la formation d'anticlinaux pendant l'inversion tectonique du bassin, qui a eu lieu au Cénozoïque (Canérot *et al.* 1995).

Dans ce dernier cas on peut ranger la position de Zbyszewski (1959), qui caractérise les contacts entre les Marnes de Dagorda et la couverture tertiaire comme fortement laminés et rebroussés, et celle de Kullberg & Ribeiro (*in* Rocha *et al.* 1987).

À l'échelle du bassin, Terrinha *et al.* (1996) et Ribeiro *et al.* (1996) posent l'hypothèse d'un mouvement halocinétique *s. l.*, subparallèle à la stratification (qui pourrait être à l'origine de l'individualisation de sous-bassins pendant la distension mésozoïque et lubrifier des plans de chevauchements pendant la compression tertiaire) ou en murs de sel, ce qui n'implique pas, la formation de diapirs *s.s.* Ces auteurs, s'appuyant sur l'interprétation de profils sismiques, considèrent la nécessité de extrusion du sel ("salt withdrawal"), étant donné que la distension affectant le socle est trop petite pour justifier les grandes épaisseurs de la série sédimentaire sus-jacente.

Les petites dimensions de la structure de Serra de El-Rei ne nous permettent pas d'étendre cette problématique du diapirisme à l'ensemble du bassin. Cependant, étant donné que cette structure se situe dans le même grand alignement de failles des diapirs de Santa Cruz, Vimeiro, Bolhos et Caldas da Rainha, quoique dans une situation particulière par rapport à ceux-ci, certaines comparaisons peuvent être établies. Cette faille, la faille de Caldas da Rainha, sépare le bloc de Peniche de celui de Bombarral (Canérot *et al.* 1995).

Le contact entre les unités du Lias et du Dogger présente deux types différents : à la base, on a une troncature d'érosion progressive et, au sommet, des terminaisons en onlap en direction de l'Est; les couches présentent donc un épaississement vers l'Ouest.

Il est difficile d'établir des comparaisons entre les unités du Jurassique supérieur des deux flancs de la structure car celles-ci paraissent incomplètes et condensées à leur base, dans le flanc NW. Ainsi, bienqu'il ne soit pas possible de l'affirmer avec certitude en raison de l'absence de données, le bloc NW pourrait être resté préservé; la lacune Jurassique inférieur-Jurassique supérieur correspondrait alors à une lacune de non sédimentation.

Les troncatures érosives de séquences syn- et post-rift sont communes dans des structures de blocs basculés à grande échelle (Williams 1993); ces blocs tournent dans

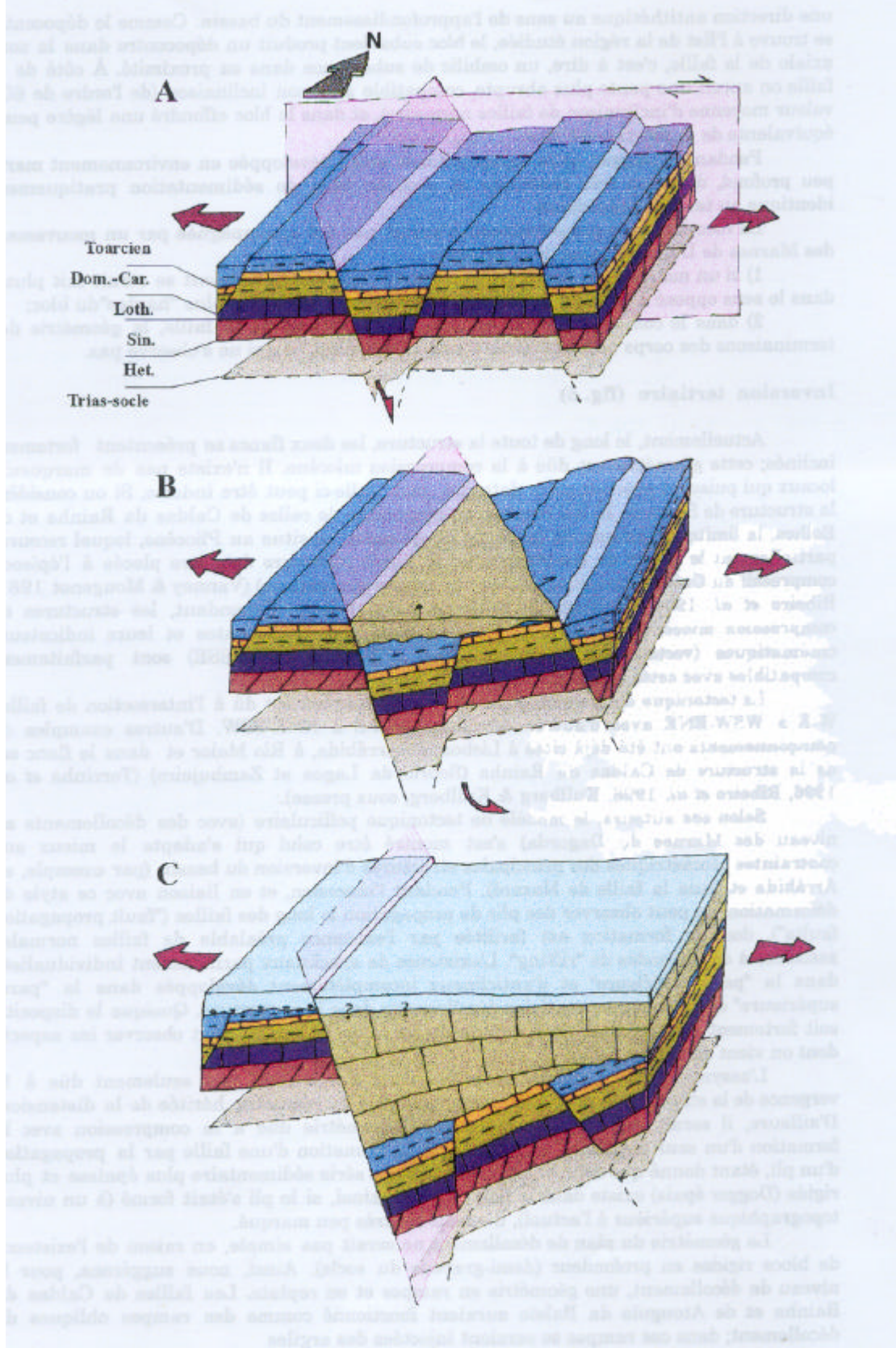


Fig. 5 - Modèle de l'évolution tectono-sédimentaire de la structure de Serra de El-Rei; A- à la fin du Toarcien; B - pendant le Dogger; C - pendant le "Lusitanien".

une direction antithétique au sens de l'approfondissement du bassin. Comme le dépo-centre se trouve à l'Est de la région étudiée, le bloc subsident produit un dépo-centre dans la zone axiale de la faille, c'est à dire, un ombilic de subsidence dans sa proximité. À côté de la faille on aurait une pente plus abrupte, compatible avec son inclinaison (de l'ordre de 60°, valeur moyenne d'inclinaison de failles normales), et dans le bloc effondré une légère pente équivalente de la rotation du bloc.

Pendant le Dogger, cette topographie se serait développée en environnement marin peu profond, de façon très constante et avec un taux de sédimentation pratiquement identique au taux de subsidence.

La rotation citée précédemment n'aurait pas été accompagnée par un mouvement des Marnes de Dagorda, pour deux raisons:

1) si un mouvement des Marnes avait eu lieu, le déplacement se serait fait plutôt dans le sens opposé à celui de la faille, c'est à dire vers des zones plus "hautes" du bloc;

2) dans le cas où il y aurait eu une montée le long de la faille, la géométrie des terminaisons des corps sédimentaires serait en downlap, ce qui ne s'observe pas.

Inversion tertiaire (fig. 6)

Actuellement, le long de toute la structure, les deux flancs se présentent fortement inclinés; cette géométrie est due à la compression miocène. Il n'existe pas de marqueurs locaux qui puissent préciser cette datation, mais celle-ci peut être induite. Si on considère la structure de Serra de El-Rei comme contemporaine de celles de Caldas da Rainha et de Bolhos, la limite supérieure de la phase compressive se situe au Pliocène, lequel recouvre partiellement le noyau de ces structures; la limite inférieure doit être placée à l'épisode compressif du Crétacé terminal - Paléogène (phase pyrénéenne) (Vanney & Mougnot 1981, Ribeiro *et al.* 1996, Kullberg & Kullberg, sous presse). Cependant, les structures de compression miocènes (phase bétique) sont bien plus importantes et leurs indicateurs cinématiques (vecteur compressif principal NW-SE à NNW-SSE) sont parfaitement compatibles avec cette phase d'inversion.

La tectonique d'inversion a permis un poinçonnement dû à l'intersection de failles W-E à WSW-ENE avec d'autres de direction N-S à NNE-SSW. D'autres exemples de poinçonnements ont été déjà cités à Lisboa, en Arrábida, à Rio Maior et dans le flanc est de la structure de Caldas da Rainha (Sobral da Lagoa et Zambujeiro) (Terrinha *et al.* 1996, Ribeiro *et al.* 1996, Kullberg & Kullberg, sous presse).

Selon ces auteurs, le modèle de tectonique pelliculaire (avec des décollements au niveau des Marnes de Dagorda) s'est montré être celui qui s'adapte le mieux aux contraintes géométriques des principales structures d'inversion du bassin (par exemple, en Arrábida et dans la faille de Nazaré). Pendant l'inversion, et en liaison avec ce style de déformation, on peut observer des plis de propagation le long des failles ("fault propagation faults"), dont la formation est facilitée par l'existence préalable de failles normales associées à des épisodes de "rifting". L'existence de synclinaux parfaitement individualisés dans la "paroi inférieure" et d'anticlinaux incomplètement développés dans la "paroi supérieure" dénoncent eux aussi des décollements dans la couverture. Quoique le dispositif soit fortement exhumé dans la structure de Serra de El-Rei, on peut observer les aspects dont on vient de parler.

L'assymétrie du pendage entre les deux flancs n'est pas seulement due à la vergence de la structure vers le NW, mais surtout à la géométrie héritée de la distension. D'ailleurs, il serait difficile de comprendre l'assymétrie due à la compression avec la formation d'un seul anticlinal, et même avec la formation d'une faille par la propagation d'un pli, étant donné que celui-ci est très serré. La série sédimentaire plus épaisse et plus rigide (Dogger épais) existe dans le flanc normal; ainsi, si le pli s'était formé (à un niveau topographique supérieur à l'actuel), il aurait été très peu marqué.

La géométrie du plan de décollement ne serait pas simple, en raison de l'existence de blocs rigides en profondeur (demi-grabens du socle). Ainsi, nous suggérons, pour le niveau de décollement, une géométrie en rampes et en replats. Les failles de Caldas da Rainha et de Atougua da Baleia auraient fonctionné comme des rampes obliques du décollement; dans ces rampes se seraient injectées des argiles

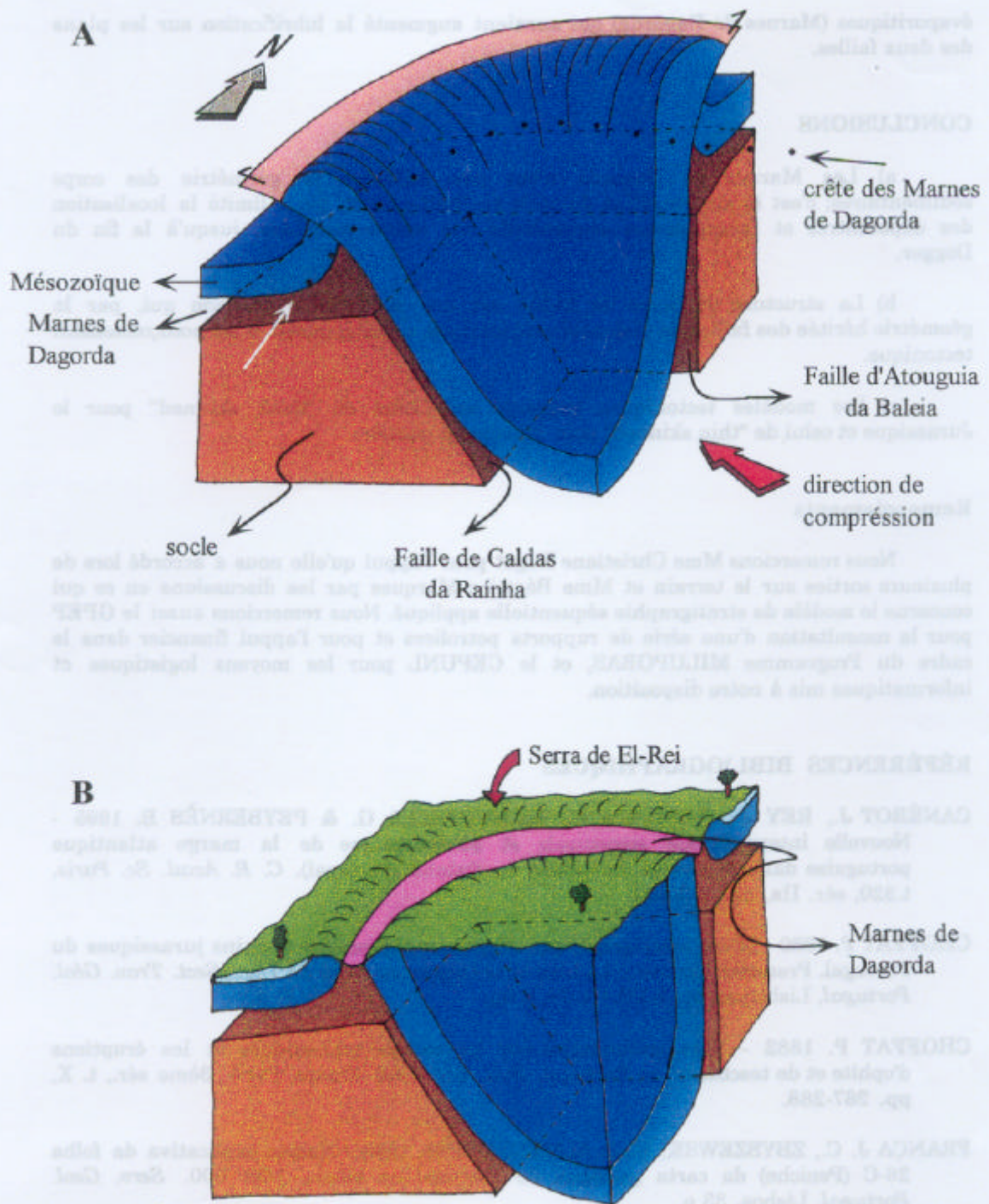


Fig. 6 Modèle d'inversion de la structure de Serra de El-Rei, pendant le Miocène; A - indentation du bloc SE contre le bloc NW; B - modèle topographique actuel.

évaporitiques (Marnes de Dagorda) qui auraient augmenté la lubrification sur les plans des deux failles.

CONCLUSIONS

a) Les Marnes de Dagorda n'ont pas influencé la géométrie des corps sédimentaires; c'est la structuration du socle en "half-graben" qui a limité la localisation des dépoctrés et l'organisation séquentielle des unités post-Lias, jusqu'à la fin du Dogger.

b) La structure de Serra de El-Rei est une structure d'inversion qui, par la géométrie héritée des failles de distension mésozoïque, correspondrait à un poinçonnement tectonique.

c) Les modèles tectoniques suggérés sont celui de "thick skinned" pour le Jurassique et celui de "thin skinned" pour l'inversion miocène.

Remerciements

Nous remercions Mme Christiane Ruget pour l'appui qu'elle nous a accordé lors de plusieurs sorties sur le terrain et Mme Béatrice Marques par les discussions en ce qui concerne le modèle de stratigraphie séquentielle appliqué. Nous remercions aussi le GPEP pour la consultation d'une série de rapports pétroliers et pour l'appui financier dans le cadre du Programme MILUPOBAS, et le CEPUNL pour les moyens logistiques et informatiques mis à notre disposition.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- CANÉROT J., REY J., BAPTISTA R., MANUPPELLA G. & PEYBERNÈS B. 1995 - Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t.320, sér. IIa, pp. 523-530.
- CHOFFAT P. 1880 - Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison: Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. *Sect. Trav. Géol. Portugal*, Lisbonne, pp. I-XII + 1-73, 6 fig.
- CHOFFAT P. 1882 - Note préliminaire sur les vallées typhoniques et les éruptions d'ophite et de teschenite en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 3ème sér., t. X, pp. 267-288.
- FRANÇA J. C., ZBYSZEWSKI G. & ALMEIDA F. M. 1960 - Notícia explicativa da folha 26-C (Peniche) da carta geológica de Portugal na escala 1/50 000. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 33 p.
- GUÉRY F. 1984 - Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal-ouest portugais au Jurassique (Province d'Estramadura, secteur de Caldas da Rainha - Montejunto). *Thèse Univ. Claude Bernard, Lyon*, 477 p.
- MONTENAT C., GUÉRY F. & JAMET M. 1988 - Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In G. BOILLLOT, E. L. WINTERER *et al.* (Edit.), *Proc. Ocean Dril. Progr. Scient. Results*, College Station, vol. 103, pp. 757-775.

- OERTEL G. 1952 - Relatório sobre a região de Serra d'El-Rei. *Comp. Petrol. Portugal*, Lisboa, 23 p., 13 fig., 7 mapas.
- RIBEIRO A. (Coord.) *et al.* 1996 - Tectonics of the Lusitanian Basin. *Report MILUPOBAS Project*, Lisboa, 124 p.
- RIBEIRO A., KULLBERG M. C., KULLBERG J. C., MANUPPELLA G. & PHIPPS S. 1990 - A review on Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, Amsterdam, n° 184, pp. 357-366.
- ROCHA R. B., MOUTERDE R., SOARES A. F. & ELMÍ S. 1987 - Biostratigraphie et évolution séquentielle du bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. *2nd Int. Symp. Jur. Strat.*, Lisboa. Excursion A, 84 p.
- RUGET-PERROT C. 1961 - Etudes stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, n° 7 (N.S.), pp. 1-197, fig. 1-45, tabl. I-V, cartes A-C, pl. I-XI.
- RUGET-PERROT C., ALMEIDA F. M. & TINTANT H. 1961 - Ammonites nouvelles du Callovien supérieur du Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. XLV, pp. 177-195, 1 tabl., pl. I-III.
- TERRINHA P., KULLBERG J. C., KULLBERG M. C., MOITA C. & RIBEIRO A. 1996 - Thin skinned and thick skinned sub-basin development, bidimensional extension and self-indentation in the Lusitanian Basin, West Portugal. *2a Conf. Anual G. G. E. T./ Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, pp. 17-20.
- VANNEY J. R. & MOUGENOT D. 1981 - La plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse géomorphologique. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, n° 28, pp. 1-86, fig. 1-41.
- WILLIAMS G. D. 1993 - Tectonics and seismic sequence stratigraphy: an introduction. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, n° 71, pp. 1-13.
- WILSON R. C., HISCOTT R. N., WILLIS M. G. & GRADSTEIN F. M. 1991 - The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, n° 46, pp. 341-361.
- ZBYSZEWSKI G. 1959 - Etude structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, n° 3 (N.S.), pp. 1-182, fig. 1-3, pl. A-G + I-XI.

PLANCHE 1



Fig.1 - Aspect d'un dyke neptunien à la base du Dogger, dans le flanc sud de la structure de Serra de El-Rei (nouvelle carrière au SW de la coupe 4).

Fig.2 - Conglomérat de la base du "Lusitanien" à l'Est du village de Serra de El-Rei; on note les fragments de "calcaires en plaquettes" du Toarcien inf. remaniés au sein du conglomérat.



TECTONIC EVOLUTION OF THE LUSITANIAN BASIN TO THE SOUTH OF THE NAZARÉ FAULT DURING THE MESOZOIC

Kullberg, J.C.⁽¹⁾, Terrinha, P.⁽²⁾ & Kullberg, M.C.⁽²⁾

(1) Departamento de Ciências da Terra da F.C.T.U.N..L., Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica

(2) Departamento de Geologia da F.C.U.L., Rua da Escola Politécnica, 58, 1294 Lisboa Codex

A rearrangement of sedimentary packages with respect to tectonic events is proposed in this talk for the southern Lusitanian Basin, i.e. domain localised to the south of the Nazaré Fault. This model slightly differs from others previously proposed (e.g. Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989).

Three rift sequences (R1, R2, and R3) and a post-rift sequence (PR K1) are separated by different tectono-stratigraphic events (E1, E2 and E3).

R1- corresponds to the earliest extensional episode in the LB of Middle Triassic through Hettangian times, during which fluviatile conglomerates and sandstones progressively changed to pelites and evaporites as extension diminished. Seismic (depth converted sections by GEUS, 1996) and borehole data allowed construction of depth contour map of near top of the basement showing a NW-SE graben where approximately 2 km of pelite-evaporite sediments accumulated during this time interval. Field examples of syn-sedimentary normal faults are also shown.

E1- The Coimbra unit is a constant thickness dolomite unit of Sinemurian age, the base of which is isochronous and the top is heterochronous, getting younger from W to E. This indicates eastward progression of post-rift subsidence.

R2- This rifting episode is evidenced by important growth structures and horizontal salt movements during deposition of the Brenha formation, as imaged on seismic profiles; examples from the field of syn-sedimentary slides, slumps and normal faults are shown.

E2- The Middle Jurassic sediments are cut by a basin-wide erosion unconformity of Upper Callovian-Early Oxfordian age. This event is also recorded in other Iberian basins. Compressive structures of this age have been described in the Arrábida sector of the Lusitanian Basin as well as in the Algarve Basin, which suggests that this uplift may be associated with a compressive event.

R3- Important extension occurred during the Late Jurassic as evidenced by reactivation of earlier normal faults. This extension is also associated with important rift shoulder uplift as shown by the clastic sequences of the Serra da Arrábida. Conglomerates of intra-basin calcareous clasts at the base are gradually substituted by siliceous ones until no calcareous clasts are found. This evidences a probable first activation of the eastern border of the Lusitanian Basin.

E3- A diachronous Berriasian to Valanginian hiatus and erosion surface cuts across the Jurassic sediments. The Lower Cretaceous sediments lie unconformably on top of folds and karstified surfaces of Lower, Middle and Upper Jurassic. The Valverde thrust (near the Mendiga Fault) is cross cut by a non-offset Early Cretaceous WNW-ESE striking basic dyke.

These facts indicate that an important uplift occurred on the Jurassic/Cretaceous boundary and that it was also associated with compressive events.

PR K1- Lower Cretaceous post-rift sequence. The Grés de Torres Vedras are interpreted as typical progradant sequence deposited during a global transgressive eustatic cycle. This indicates that the basin and mainland were undergoing uplift at a higher rate than the rising of sea level. Marls and marly limestones of Early Cenomanian age grade into more calcareous beds indicating a reversal of the two uplift/rising rates. The Late Cenomanian rudist limestones show the end of clastic influx, end of uplift and reflect the global Cenomanian transgression.

The Cenomanian is overlain either by Paleogene continental sediments or by the Lisbon volcanics of Paleogene age. A Cenomanian age for the end of the sedimentation in Lusitanian Basin, south of the Nazaré Fault and uplift of the sectors to the north of it coincides with the larger scale event of "sudden" change of the Africa with respect to Europe motion at 92 Ma and important orogenic events in the Central Alps (Dewey *et al*, 1989).

REFERENCES:

- Dewey, JF, Helman, ML, Turco, E., Hutton, D.H.W., & Knott, SD, (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. in Coward, MP, Dietrich, D. & Park, RG (eds), *Alpine Tectonics*, Geological Society Special Publication n°45, p. 265-283.
- C. Montenat, F. Guery, M. Jamet, (1988) - Mesozoic Evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. in: Boillot, G, Winterer, EL et al., 1988, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol.103, p. 757-775.
- Wilson, RCL, Hiscott RN, Willis MG, Gradstein FM, (1989) - The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence History. Mem. 46 A.A.P.G.

Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica.

Comparative study of the evolution and inversion of several Mesozoic basins within the Iberian plate.

A. Casas (*), A.L. Cortés (*), C. Liesa (*), A.R. Soria (*), P. Terrinha (**), J.C. Kullberg (***), R. da Rocha (***).

(*) Departamento de Geología. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza

(**) Centro de Estratigrafía e Paleobiología. Faculdade de Ciências e Tecnologia. Universidade Nova de Lisboa. P-28025 Monte de Caparica

(***) Departamento de Geologia. Faculdade de Ciências. Universidade de Lisboa. 1700 Lisboa

ABSTRACT

The marginal zones of the Maestrazgo Basin (Las Parras and Galve basins) and the Algarve Basin show a similar evolution during basin formation (mainly Jurassic and Early Cretaceous) and inversion (Oligocene-Early Miocene). Common features between the two basins are the control of sedimentation during extension by basement normal and transfer faults (NW-SE and NE-SW) and the complete inversion during the Tertiary accommodated by basement-involved E-W thrusts, preserving the extensional geometry, with non-reactivated normal faults at the thrusts hanging-walls. Extensional structures in the Las Parras and Galve basins are consistent with a roughly N-S oriented extension (locally NE-SW and NW-SE, perpendicular to the main normal faults). Thrusts show an overall E-W direction compatible with a near N-S shortening between the Late Eocene and the Early Miocene. Extension in the Algarve Basin was accommodated by ENE-WSW to NE-SW late Variscan faults; NW-SE transfer faults dipping to the Northeast also accommodated some extension and divided the area into sub-basins. Inversion in the Algarve Basin pre-dated deposition of the Miocene sediments and was accommodated by S- to S-SE directed thrusts, which cross-cut the main extensional faults.

Key words: sedimentary basin, basin inversion, basement fault, Mesozoic, Tertiary, Iberian plate

Geogaceta, 24 (1998), 67-70

ISSN: 0213683X

Introducción

Durante el Mesozoico la Placa Ibérica estuvo sometida a un estado de esfuerzos distensivo que dio como resultado la creación de cuencas sedimentarias repartidas en los distintos bordes del cratón (Fig. 1). Esta evolución fue relativamente compleja (Alvaro, 1991; Salas y Casas, 1993), con dos períodos de *rifting* y depósitos mayoritariamente continentales o transicionales (Triásico y Cretácico inferior), seguidos por etapas de subsidencia térmica, con depósitos de plataforma homogéneos extendidos sobre grandes áreas de la península (Jurásico inferior-medio y Cretácico superior). En los márgenes occidental y septentrional de la península (cuencas Vasco-Cantábrica, Pirenaica, Ibérica septentrional y Lusitánica) la evolución de las cuencas sedimentarias estuvo ligada a la apertura del Atlántico y del Golfo de Vizcaya. En el margen oriental (fundamentalmente las cuencas Ibérica y Bética) su evolución está más ligada a la del Thethys, aunque sus principales etapas extensionales están también relacionadas con la apertura del Atlántico central (Salas y Casas, 1993).

Durante el Cenozoico el desplazamiento hacia el Norte de África con respecto a Europa trajo consigo la creación de un campo de esfuerzos compresivo a escala de toda la Placa Ibérica. Las cuencas situadas en los márgenes y el interior de la placa sufrieron un proceso de inversión tectónica, con formación de fallas inversas y cabalgamientos. Las edades de la deformación y de las inversiones de las cuencas mesozoicas son relativamente tempranas en el Norte (a partir del Cretácico Superior, y fundamentalmente Eoceno-Oligoceno inferior en Pirineos), y progresivamente más modernas hacia el Sur (Oligoceno a Mioceno inferior en la Cordillera Ibérica y Sistema Central y

Mioceno en las Béticas, Sanz de Galdeano, 1996).

En el presente trabajo se pretende comparar la evolución de dos cuencas de la Península Ibérica, ligadas una de ellas al margen tetisiano (Cuenca de Las Parras-Galve, que constituye un área marginal de la Cuenca del Maestrazgo) y otra (Cuenca del Algarve) en una posición de charnela entre los márgenes atlántico y tetisiano. En algunos casos se aludirá también a la Cuenca de Cameros, que supone el nexo de unión (tanto a nivel de situación como de evolución tectónica) entre la Cuenca Vasco-Cantábrica y la Ibérica (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997). Nos centraremos fundamentalmente en

Cuenca	Orientación de las fallas de zócalo	Potencia máxima de la serie mesozoica (metros)	Potencia máxima del Cretácico Inferior (m)	Inversión terciaria (dirección estructural)
Las Parras-Galve	NW-SE y NE-SW	3000	2300	total (E-W, con NW-SE y NE-SW)
Algarve	NE-SW	3800 (onshore)	1500 (onshore)	total (E-W)

Tabla 1. Comparación de distintas cuencas mesozoicas estudiadas

Table 1. Comparative features of the studied Mesozoic basins

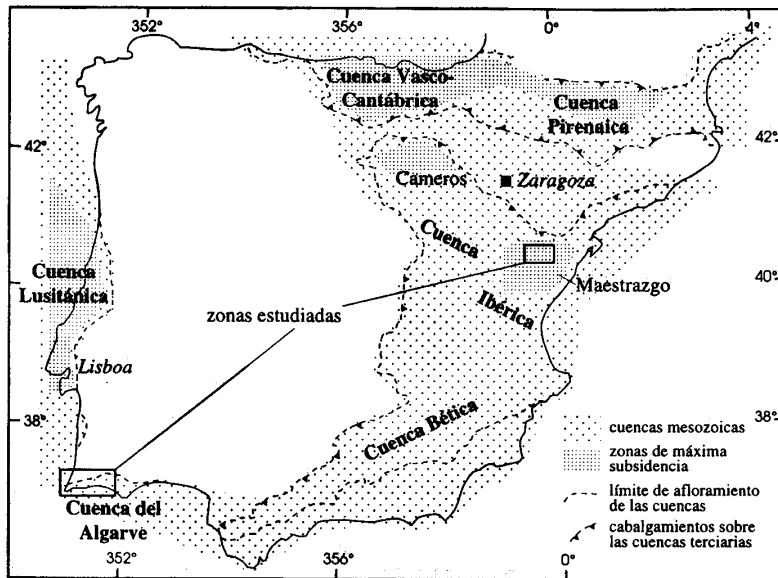


Fig. 1- Situación en el conjunto de la Península Ibérica de las distintas cuencas extensionales desarrolladas durante el Mesozoico.

Fig. 1- Location of the main mesozoic extensional basins in the Iberian peninsula.

los procesos tectónicos que controlaron la sedimentación en las mismas durante la etapa extensional y la estructura compresiva resultante de su inversión.

Evolución sedimentaria

Las cuencas estudiadas presentan características comunes, comenzando por la sedimentación continental triásica, con una discordancia que marca el inicio del *rifting* en todas ellas. A la sedimentación continental le sigue un episodio marino, con un tramo evaporítico, correspondiente a las facies Keuper, de edad Triásico superior en la Cordillera Ibérica (Sopeña *et al.*, 1983), y algo más moderno, en la base del Jurásico (Hettangiense) en la Cuenca del Algarve. Este tramo evaporítico ha tenido una importancia relativamente escasa durante la evolución extensional mesozoica, ya que las fallas de zócalo lo atraviesan sin que funcione como nivel de despegue para la cobertera *pre-rift*, al contrario de lo que ocurre, por ejemplo, en la Cuenca de Cameros (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997).

En la Cuenca del Algarve aparecen diapiros de cierta importancia (sector de Albufeira), posiblemente activados por la propia tectónica extensional. Asociados a estas evaporitas afloran importantes volúmenes de rocas volcánicas, que indican

un magmatismo también algo más tardío en relación a los basaltos alcalinos, emplazados en los yesos y lutitas del Keuper en la Cordillera Ibérica (Lago *et al.*, 1988).

En el caso de las cuencas de Las Parras-Galve el Jurásico marino es relativamente homogéneo a la escala de las cuencas estudiadas, con potencias comprendidas entre 500 y 1000 metros, y constituye la secuencia *pre-rift* de las cuencas del Cretácico Inferior. En la Cuenca del Algarve las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas aumentan de potencia de Oeste a Este, posiblemente con depocentros en el actual *off-shore*. La secuencia jurásica aflorante es de 400 m en el extremo occidental y de 1700-2000 m en el oriental (estos espesores no incluyen los sedimentos hettangienses que tradicionalmente se incluyen en la secuencia sedimentaria fini-Triásica, y que tienen espesores máximos de 300 m).

Aunque corresponden a la etapa principal de *rifting* en varios puntos de la Cuenca Ibérica (más de 8000 m en la Cuenca de Cameros, Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997), en las cuencas de Las Parras-Galve y del Algarve los materiales del Cretácico Inferior presentan espesores moderados. Su potencia máxima es de 800 m en la cuenca de Las Parras y 2290 m en las subcuenca de Galve (Guimerà y

Salas, 1996), con un medio de depósito continental a marino (Soria, 1997). En la Cuenca del Algarve la secuencia cretácica (con techo en el Albiense o Cenomaniense) presenta un espesor comprendido entre 400 m (sector occidental) y 1500 m (sector oriental). Rey (1983) describe tres ciclos sedimentarios que se inician en secuencia regresiva, pasando a continuación a transgresiva y terminando con discordancias erosivas.

Geometría extensional.

Condicionantes de zócalo

La fracturación extensional, controlada por las fallas de zócalo, reviste un carácter homogéneo, al menos en cuanto a orientaciones, en las distintas áreas de la Península Ibérica (ver Tab. 1). Existen dos direcciones dominantes de fallas extensionales: NW-SE y NE-SW, heredadas de la etapa de fracturación tardihercínica (Arthaud y Matte, 1975). Estas dos direcciones de fracturación, presentes en prácticamente todos los materiales del interior de la Península (Muñoz Martín, 1997; Cortés *et al.*, 1998; Cortés *et al.*, este volumen), presentan distinta importancia según las zonas, ya que dentro de las propias cuencas ibéricas las fallas responsables del control de la sedimentación durante el Cretácico Inferior pasan de ser NW-SE en la zona occidental a NE-SW en la oriental. En el caso de la Cuenca de Las Parras-Galve las fallas de dirección ENE-WSW serían las responsables del control de la subsidencia, mientras que las de dirección NW-SE a NNW-SSE corresponderían a fallas de transferencia con movimiento direccional (Soria, 1997). En la Cuenca del Algarve el papel jugado por las distintas orientaciones es similar, ya que las fallas de dirección NE-SW a ENE-WSW presentan juego normal dominante. Sin embargo, estos sistemas de fallas son cortados por fallas de transferencia con buzamiento hacia el W-NW, que tuvieron una gran importancia en la compartimentación de la cuenca y el aumento de espesores hacia el Este (Terrinha, 1998). Estas fallas de transferencia de dirección NNW-SSE a NW-SE se suponen heredadas de la etapa tardihercínica y probablemente suponen también la reactivación de cabalgamientos hercínicos (que en el Algarve central presentan orientación NW-SE y NE).

En la Cuenca de Las Parras-Galve existe una cierta polaridad «tetsiana», ya que la sedimentación, y por tanto, el movimiento de las fallas durante el Cretácico

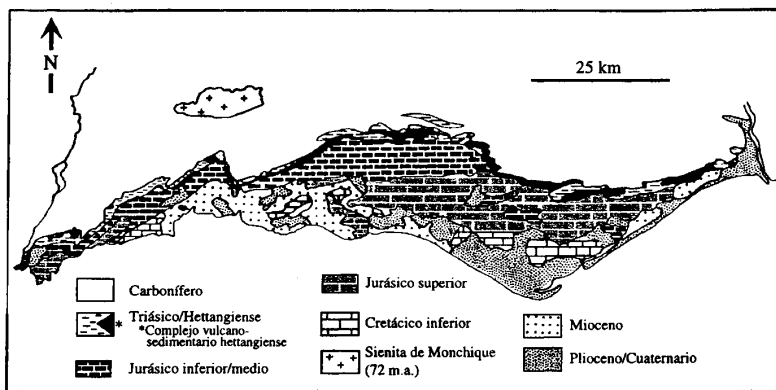


Fig. 3- Esquema geológico de la Cuenca del Algarve

Fig. 3- Geological sketch of the Algarve Basin

La orientación de las estructuras compresivas es muy similar en todas las cuencas invertidas de la península: E-W, correspondiente con la dirección principal de acortamiento N-S durante el Paleógeno (Guimerà y Alvaro, 1990). Es importante resaltar que en los casos estudiados el nivel de despegue mesozoico es secundario en relación con los cabalgamientos (aunque en algunos casos también se canalizan a favor de estos niveles) y que los materiales hercínicos están involucrados en las estructuras compresivas.

Un aspecto particular de la Cuenca de Las Parras-Galve es la presencia de esquistosidad de fractura o disolución, presente también en otras zonas de la Cordillera Ibérica, como la cuenca de Cameros (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1997). En ambos casos la esquistosidad se interpreta como asociada a pliegues, aunque en el caso de Las Parras-Galve podría estar relacionada con estructuras de «buttressing» contra fallas normales durante la etapa de inversión (Soria, 1997).

Conclusiones

El estudio de dos cuencas mesozoicas (Las Parras-Galve y Algarve) en zo-

nas relativamente alejadas dentro de la Placa Ibérica muestra una evolución común, a grandes rasgos, y bastante similar a lo largo del llamado «ciclo alpino». Tanto la extensión mesozoica como la compresión terciaria presentan unas directrices estructurales comunes, marcadas en gran parte por la herencia de las estructuras tardihercínicas, y son compatibles con direcciones de extensión y compresión similares. Probablemente las diferencias principales son la existencia en la cuenca del Algarve de: 1) eventos tectónicos compresivos en la transición Calloviense-Oxfordiense y Titónico-Cretácico Inferior en la Cuenca del Algarve (Terrinha, 1988); 2) diapiros salinos aflorantes o cubiertos por sedimentos recientes (Pliocenos-Cuaternarios); 3) un sistema de fallas «atlántico» además del tetisiano, y 4) el zócalo situado en el margen de la cuenca extensional cabalga sobre ésta durante la inversión tectónica.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado por la Acción Integrada Hispano-Portuguesa HP95-0070 de la Dirección General de Enseñanza Superior.

Referencias

- Alvaro, M. (1991): In: *Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, Hoja nº 40, Daroca*. I.T.G.E.
- Aranda, M. y Simón, J.L. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2): 123-129
- Arthaud, F y Matte, P. (1975) *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Casas-Sainz, A. M. y Gil-Imaz, A. (1997): *Geologische Rundschau*, 86: 802-818.
- Cortés, A.L., Maestro, A. y Soriano, M.A. (1998): *Geogaceta* 24: 125-128)
- Cortés, A.L., Maestro, A., Soriano, A. y Casas, A. (1998): *Geol. Mag.* 135 (2): 255-268
- Espina, R.G., de Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996): *Geogaceta*, 20 (4): 936-938
- González, A. y Guimerà, J. (1993): *Rev. Soc. Geol. España*, 6 (1-2): 151-165
- Guimerà, J. y Alvaro, M. (1990): *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 339-348.
- Guimerà, J. y Salas, R. (1996): *Geogaceta*, 20 (7): 1701-1703.
- Lago, M., Pocoví, A., Bastida, J. y Amigó, J.M. (1988): *II Congreso Geológico de España*, Granada, Comunicaciones, Vol. 2: 31-34.
- Muñoz Martín, A. (1997): *Tesis Doctoral*, Univ. Complutense, Madrid, 331 p.
- Rey, J. (1983): *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 69 (1): 87-101.
- Salas, R. y Casas, A. (1993): *Tectonophysics*, 228: 33-35.
- Sanz de Galdeano, C.M. (1996): In: P. F. Friend y C.J. Dabrio (eds.), *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*, Cambridge University Press: 9-14.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): In: J.A. Comba (coord.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos*, Vol. II, I.G.M.E.: 47-63.
- Soria, A.R. (1997): *Tesis Doctoral*. Univ. de Zaragoza. Servicio de Publicaciones de la Universidad de Zaragoza, 363 p.
- Terrinha, P. (1998): *Tesis Doctoral*. Univ. de Lisboa.

Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins

PEDRO TERRINHA^{*}, ANTÓNIO RIBEIRO^{**}, MARIA CARLA KULLBERG

JOSÉ CARLOS KULLBERG^{**} & ROGÉRIO ROCHA^{***}

Palavras-chave: Estruturas compressivas; inversões precoces; Mesozóico; Bacia do Algarve; Bacia Lusitaniana.

Resumo: Na Bacia do Algarve têm sido descritas estruturas compressivas (dobras e cavalgamentos) do Jurássico inferior, da transição Jurássico médio a superior e da transição Jurássico-Cretácico. Estas estruturas existem a diferentes escalas, à escala do afloramento e à escala cartográfica, tendo sido estudadas no campo, em fotografia aérea e em perfis de sísmica de reflexão. Na Bacia Lusitaniana foram também identificadas estruturas compressivas de idade Jurássico médio-superior e da transição Jurássico-Cretácico. A coincidência destas estruturas com as discordâncias e lacunas estratigráficas mais importantes das duas bacias (Algarve e Lusitaniana), sugere a existência de uma relação de causa-efeito entre as estruturas compressivas e estes hiatos no registo sedimentar.

Key-words: Compressive structures; early transient basin inversion episodes; Mesozoic; Algarve Basin; Lusitanian Basin.

Abstract: Compressive structures (folds and thrusts) of Early Jurassic age, Mid-Upper Jurassic and Upper Jurassic-Lower Cretaceous transitions have been reported from the Algarve Basin. These structures vary from outcrop to cartographic scale and have been studied in the field and using other means such as seismic reflection profiles and aerial photographs. Compressive structures of Mid-Upper Jurassic and Jurassic-Cretaceous transitions have also been found in the Lusitanian Basin. Coincidence of the age of these structures with the most important unconformities and stratigraphic hiatuses of both Algarve and Lusitanian Basins strongly suggests that a cause-effect relationship between the two may exist.

1. INTRODUCTION

The sedimentary record of the Mesozoic Algarve Basin spans from Triassic to Albian (or Cenomanian ?) times and from Triassic to Turonian in the Lusitanian Basin south of the Nazaré Fault. It presents well marked unconformities, the most important of which have long been known (CHOFFAT, 1887) and were more recently interpreted as due to eustatic sea level variations and/or rifting phases on a subsiding marginal basin (e.g. ROCHA, 1976). Three major unconformities correspond to sedimentary hiatus and important erosion surfaces in the Algarve Basin: i) the Toarcian-Aalenian unconformity, ii) the Callovian-Oxfordian unconformity and iii) the Tithonian-Lower Cretaceous unconformity. Only ii) and iii) are present as major unconformities in the Lusitanian Basin.

Recent work (TERRINHA, 1998) has demonstrated the existence of compressive structures that occur associated with major unconformities of Jurassic and lowermost Cretaceous age in the Algarve Basin. These structures were first recognized at outcrop scale and afterwards at larger scales using aerial photo-interpretation and study of seismic reflection profiles. In three cases, the compressive events could be dated because the compressive structures are unconformably overlain by erosion unconformities which are well constrained in time. These compressive events (which occurred in the Lower Jurassic, Middle-Upper Jurassic transition and Jurassic-Cretaceous transition) are generally referred to as *early transient compressive events*, firstly because they pre-dated the main and definitive inversion of the Algarve Basin (which began in the Late Cretaceous-Early Paleogene) and *secondly*, because they occurred during the long lasting time interval of basin formation that lasted from Triassic to Late Cretaceous, during which tectonic extension was dominant. The same terminology applies to the Lusitanian Basin.

2. EXAMPLES OF EARLY TRANSIENT COMPRESSIVE STRUCTURES IN THE ALGARVE BASIN

At Praia do Belixe, 50 m high vertical cliffs display an approximately 0.5 km long outcrop of sub-horizontal strata that have been grouped by ROCHA (1976) in three bio-stratigraphic units, as follows: i) Carixian fine grained dolomitic limestone containing flint nodules; ii) Domerian limestones and; iii) Lower Toarcian marls and marly limestones. The Carixian and Domerian sediments form a continuous sedimentary sequence which was truncated by an erosion surface prior to the deposition of the Lower Toarcian pelagic sediments.

^{*} Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C2, 5º piso, Campo Grande, 1700 Lisboa

^{**} LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Edifício C4, Campo Grande, 1700 Lisboa

^{***} Centro de Estratigrafia e Paleobiologia da U.N.L., Quinta da Torre, 2825 Monte de Caparica

A thrust of Carixian-Domerian age was recognized at the Praia de Belixe, Sagres. The thrust is easily recognized by drag folds on both sides of the fault and repetition of stratigraphic markers. The thrust is syn-sedimentary as shown by the angular unconformity that separates strata with the same lithology. The thrust fault was later reactivated as an extensional fault as shown by the offset of the Toarcian unconformity, approximately 25 m above the drag folds; the extensional offset decreases upwards to a null within the Toarcian sedimentary package.

2.1. Middle Jurassic-Upper Jurassic transition

Praia da Cilheta is one of the best places in the Algarve Basin to inspect the Callovian-Oxfordian unconformity (Fig. 1), where it is materialised by a clear erosion surface, a hard-ground and a conglomerate containing fragments of ammonites of Middle Oxfordian age (Plicatilis Zone, ROCHA, 1976). The hard-ground has an oxidised appearance and shows soil-like alteration structures indicating aerial exposition of the Callovian substratum before deposition of the Oxfordian marine limestones. The Praia da Cilheta section is a classic outcrop firstly described by CHOFFAT (1887) and later by ROCHA (1976 and recent work) who established that the Callovian-Oxfordian unconformity at Sagres corresponds to a hiatus between the Upper Callovian (Lamberti Zone) and the Middle Oxfordian (Plicatilis Zone).

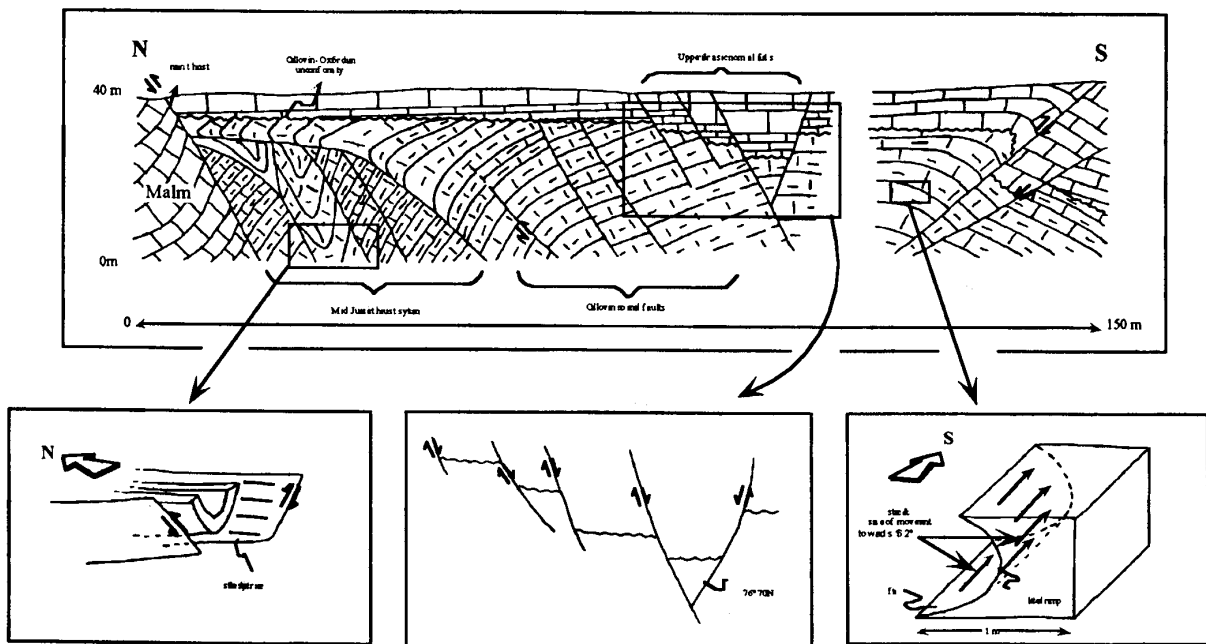


Fig. 1 - Cross-section of the Praia da Cilheta outcrop. Note that the Callovian-Oxfordian unconformity truncates earlier compressive structures as well as extensional structures. Post-unconformity extension downthrows the unconformity into a well preserved graben. The thrust structure in the southern side of the outcrop is an inverted extensional structure (one of the normal faults is still preserved)

The main feature of the Praia da Cilheta outcrop is the existence of a very well marked unconformity between Middle and Upper Jurassic sediments. At the northern end of the section a well exposed fault plane shows the Upper Jurassic overthrust by the Middle and lowermost Upper Jurassic. The Callovian strata are rather more deformed than the Upper Jurassic strata; folds and thrusts in the Callovian are cross cut by the Callovian-Oxfordian unconformity, on top of which lies far less deformed Oxfordian limestones. Horizontal striae on the bedding surface of a syncline fold and SW-wards dipping striations on the fault plane suggest that the compression direction was approximately NE-SW.

Extensional structures above and below the unconformity are also present. Some Callovian small scale normal faults are still preserved as well as onlaps of Callovian beds indicating growth towards the north, i.e., the thrust fault was probably a growth fault in Callovian times. Normal faults, grabens and half-grabens that cross cut the Upper Jurassic beds are very well preserved and show an approximate NW-SE direction of extension; the Callovian

extensional faults do not show good kinematic indicators but their strike is compatible with a NW-SE extension, as well.

The Praia da Cilheta outcrop is interpreted as a small graben that suffered two compressive events: the age of the first event is constrained by the time interval that corresponds to the Upper Callovian-Lower Oxfordian unconformity and the second one is probably contemporaneous with the final tectonic inversion of the Algarve Basin. It is highly suggestive that a cause-effect relationship between uplift and erosion could be associated with the compressive event.

The Callovian-Oxfordian unconformity is also exposed in the Guilhim structure, which was firstly described by MEDEIROS-GOUVÊA (1938). Aerial photograph interpretation strongly suggests that there is an angular unconformity and onlaps of Upper Jurassic beds on top of an eroded anticline of Bathonian and Lower Callovian sediments.

2.2. Jurassic-Cretaceous transition

The Monte Figo structure (the highest mountain in the Algarve Basin, 411 m) was described by MEDEIROS-GOUVÊA (1938) as a series of anticlines on the hanging-wall of a thrust ramp with little displacement.

Interpretation of aerial photographs and of geological maps of the area suggests that this structure consists of a thin-skinned, concave to the south, northwards directed thrust, cross cut by a southwards directed, probably thick-skinned thrust. The present interpretation also shows that sheared and folded Upper Jurassic beds are unconformably overlain by undeformed Lower Cretaceous and an anticline of Upper Jurassic shows up as a *window* underneath the undeformed Lower Cretaceous.

In this case, as in the previous ones, the age of the compressive event coincides with that of the unconformity, whose age is probably comprised between uppermost Tithonian and Lower Berriasian; a strong change in depositional environment is also present in this case, since the Uppermost Jurassic is made up of marine limestones, whilst the Lowermost Cretaceous (probably Valanginian) consists of coarse continental clastics.

2.3. Undetermined Mesozoic age

Study of selected industry seismic reflection profiles of the year 1974 of the Algarve Basin yield a good picture of the Cenozoic structure. Position of the Paleogene unconformity could be determined with good precision, allowing study of the structure of the Mesozoic along some individual profiles (P74-19 and P74-29), where compressive structures pre-dating the definitive tectonic inversion are observed.

Various unconformities are shown on both profiles and an attempt to date them has been made based on knowledge of the lithostratigraphy of the four boreholes that drilled the Mesozoic sediments and the allostratigraphy of the onshore geology. However, only the two uppermost unconformities (Miocene and Paleogene) are dated with certainty.

On both profiles it is quite clear the sharp contrast between neat and continuous reflectors above the Paleogene unconformity and poorly imaged reflectors below this unconformity. Also on both profiles it is clear the existence of pre-Paleogene compressive structures. On profile P74-29 it is also suggested that the probable Lower Cretaceous unconformity seals folded strata of undetermined Jurassic age. Thus, it seems that these seismic profiles image compressive structures that pre-dated the definitive and main tectonic inversion episodes of Late Cretaceous to Oligocene age. Given the fact that these structures are directly overlain and truncated by the Paleogene unconformity it is possible that they formed at the Jurassic-Cretaceous transition, although structure in profile P74-29 could be an earlier one, possibly corresponding to the Callovian-Oxfordian unconformity.

3. EXAMPLES OF EARLY TRANSIENT COMPRESSIVE STRUCTURES IN THE LUSITANIAN BASIN

3.1. Middle Jurassic-Upper Jurassic transition

The El Carmen outcrop, located in the westernmost area of the Formosinho anticline of the Arrábida thrust belt, is schematically depicted in Fig. 2. The El Carmen outcrop was interpreted as a small scale compressive structure in limestones of Callovian age that was truncated by erosion and covered by shales and limestones of possible Upper Callovian to Oxfordian age (KULLBERG, M.C., 1996).

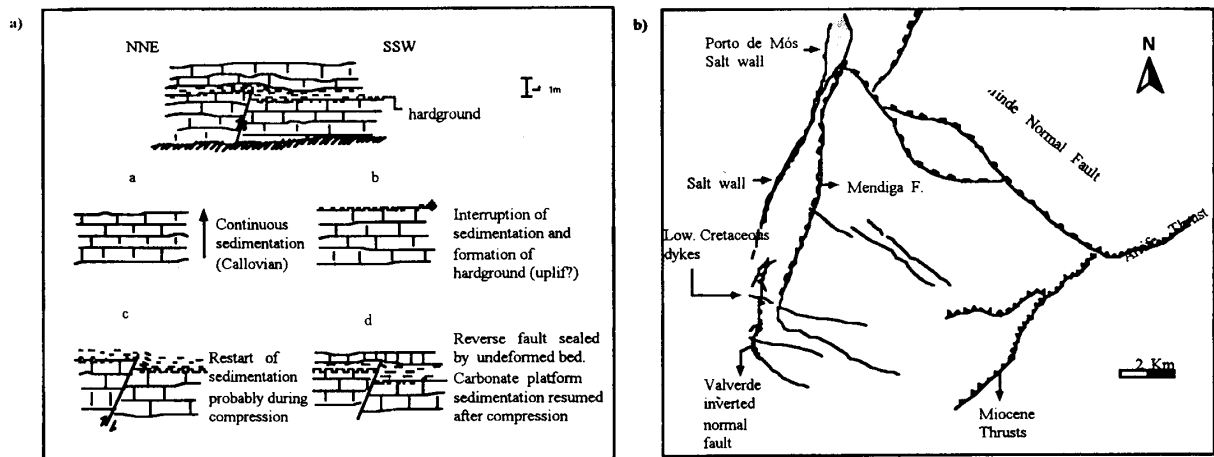


Fig. 2 - Examples of early inversion structures in the Lusitanian Basin. a) Small scale syn-sedimentary inversion structure within Callovian carbonates, at El Carmen, Arrábida; b) Valverde normal fault is cross cut by a thrust. Thrusting precedes intrusion of Early Cretaceous dykes.

The Viso structure, also localised in the Arrábida belt, has had various interpretations since its first mapping by CHOFFAT (1908); it is here interpreted as a fold and thrust structure in limestones of Callovian age which were truncated by an erosion unconformity prior to deposition of the Upper Jurassic.

3.2. Jurassic-Cretaceous transition

An inversion structure of this age was described (Fig. 2). A N-S trending reverse fault (the Valverde Fault) crosscuts a normal fault with the same trend of Jurassic age. The reverse fault is then cross cut by an WNW-ESE trending basic dyke with an age around the Jurassic-Cretaceous transition. It is possible that the basic dyke is only slightly later than the thrust and that it resulted from traction associated with the same compressive tectonic field.

REFERENCES

- CHOFFAT, P. (1887) - Recherches sur les Terrains Secondaires au Sud du Sado, *Com. Comissão Trav. Geol. Portugal, Lisboa, t.I, fasc. II*, pp. 22-312
- CHOFFAT, P. (1908) - Essai sur la tectonique de la chaîne de l'Arrábida, *Mem.Serv. Geol. Portugal*, p.89.
- KULLBERG, M.C.R. (1996) - Estudos tectónicos e fotogeológicos nas Serras de Sintra e Arrábida, *Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, PhD thesis*, 187 p.
- MEDEIROS-GOUVÊA, A. (1938) - Algarve (Aspectos Fisiográficos), *Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Portugal, PhD thesis*, 157 p.
- ROCHA, R. B. (1976) - Estudo estratiográfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental, *PhD thesis, Universidade Nova de Lisboa*.
- TERRINHA, P.A.G. (1998) - Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. *PhD thesis, University of London, U.K.*, 430p.

**PUBLICAÇÃO PROTEGIDA
POR COPYRIGHTS**

TECTÓNICA DA CADEIA DA ARRÁBIDA

Maria Carla KULLBERG

Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: mcarlak@fc.ul.pt

José Carlos KULLBERG

Centro de Investigação em Geociências Aplicadas / Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, Monte de Caparica, 2825-114 CAPARICA, Portugal
E-mail: jck@mail.fct.unl.pt

Pedro TERRINHA

Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: pagt@fc.ul.pt.

ABSTRACT

The Tectonic Map of the Arrábida belt ($\cong 30 \text{ km} \times 6 \text{ km}$) resulted from photogeological interpretation (scale 1/32 000, approx.) and field work. This map allowed production of admissible and restored sections (MARSHAK & WOODWARD 1988). The main conclusions that arise from the work carried out in this area are the following: a) There are two normal fault systems which were active during the Mesozoic extension, striking respectively N-S and E-W, approximately; the first set was reactivated as lateral ramps during the Miocene compressive event, whilst the second was reactivated as thrusts. b) The basement structuration inherited from the Mesozoic extension played an important role in the compartmentalisation of the cover, i.e. localization of main faults during the Miocene compressive event; this structuration as well as the location of the Arrábida area - close to the Lusitanian Basin southern and eastern boundaries - influenced the style of the inversion structures in this region. This is supported by recent (still preliminary) finite strain data of samples collected in various places of the Arrábida belt. c) Basement block movements during inversion were significant; thus, the overall style of deformation caused by inversion is a combination of thick skinned and thin skinned styles. d) Shortening across the belt was estimated in $\epsilon = 35\%$ (RAMSAY, 1967) using the 10 km section drawn between Quinta do Anjo (loose line) and Albarquel (pin point) in the eastern sector of the Arrábida belt, across the Serra de São Luís and Viso structures. e) The Serra de São Luís thrust is an inverted Upper Jurassic normal fault as shown by the growth structure on the hanging-wall block. f) Data from this Tectonic Map together with geophysical data allowed determination of depth to detachment (the Hettangian evaporite complex) underneath the belt. g) Recent work on strain data support the structural evidence that a positive strain gradient is observed in the belt from north to south and also from west to east. This is accompanied by a change of plane strain to constrictive strain ellipsoids along the same directions. h) Constrictive deformation in the eastern Arrábida sector is demonstrated by: i) existence of three imbricated thrusts, ii) anticlockwise rotation of the Viso

**PUBLICAÇÃO PROTEGIDA
POR COPYRIGHTS**

TECTÓNICA DA REGIÃO DE SINTRA

Maria Carla KULLBERG

Departamento de Geologia / LATTEX, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande, Ed. C2, 5º Piso, 1749-016 LISBOA, Portugal
E-mail: mcarlak@fc.ul.pt.

José Carlos KULLBERG

Centro de Investigação em Geociências Aplicadas / Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, Monte de Caparica, 2825-114 CAPARICA, Portugal
E-mail: jck@mail.fct.unl.pt

ABSTRACT

Photo-interpretation of aerial stereopairs of the Sintra region on the approx. 1/32 000 scale together with field work allowed the production of the present Tectonic Map of the Sintra region.

It is now possible to separate structures which resulted from two different tectonic events: one, corresponding to the intrusion of the Late Cretaceous Sintra igneous diapir, and the other the Miocene compressive event, the most important tectonic inversion phase of the Lusitanian Basin.

The former are present to the south, southeast and east of the intrusion and within the intrusion itself, affecting the peripheral granites and their contacts with the gabbro-syenite core.

These structures comprehend: i) faults and conical fractures striking parallel to the massif boundary, which were intruded by dykes, ii) vertical faults and fractures of two conjugate sets, dextral NNW-SSE and sinistral NNE-SSW. These faults are certainly associated with the E-W striking massif's northwards directed thrust and indicate a N-S oriented horizontal maximum compressive stress.

The Miocene compressive event reactivated most of the inherited structures as follows. The NNW-SSE faults located on the Sintra southern platform were reactivated as dextral strike slip faults and the E-W thrust along the northern boundary of the massif was also reactivated. This thrust propagated to the east. It also enhanced the asymmetry of the rim-syncline, uplifted the massif and reactivated the NNE-SSW faults as sinistral lateral ramps, which also accommodated vertical throw. The present Tectonic Map of Sintra together with the available geophysical data (MOREIRA, 1984, KULLBERG *et al.*, 1991, SILVA & MIRANDA, 1994) allowed reassessment of the models proposed for the emplacement of the Sintra, Sines and Monchique igneous massifs, which intruded during Late Cretaceous times along the deep dextral NNW-SSE oriented strike slip fault (RIBEIRO *et al.*, 1979; TERRINHA, 1998; TERRINHA & KULLBERG, 1998).



ELSEVIER

Sedimentary Geology 000 (2000) 000–000

**Sedimentary
Geology**

www.elsevier.nl/locate/sedgeo

Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal)

J.C. Kullberg^{a,*}, F. Olóriz^{b,1}, B. Marques^{a,2}, P.S. Caetano^{a,2}, R.B. Rocha^{a,2}

^aCentro de Investigação em Geociências Aplicadas da Universidade Nova de Lisboa, Quinta da Torre, 2825-114 Caparica, Portugal

^bDepartamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias, Univeridad de Granada, Campus de Fuentenueva s.n., 18002 Granada, Spain

Received 22 February 2000; accepted 28 August 2000

Abstract

Flat-pebble conglomerates have been identified in the Lower Toarcian (Levisoni Zone) carbonates of the Sesimbra region (30 km south of Lisboa, Portugal) and related to submarine mass movements. Their origin is explained through a three-stage model based on the comparative analysis of potential generating mechanisms taking into account timing and type of geodynamic evolution in the Lusitanian Basin: (a) differential lithification of thin carbonate and non-bioturbated horizons embedded within a more argillaceous matrix; (b) disruption by seismic shocks related to active extensional faulting and block tilting; and (c) gravity sliding mixing material resulting from broken lithified horizons. This sequential process originated flat-pebble conglomerates during early Jurassic phases of syn-rift evolution in the southern Lusitanian Basin. © 2000 Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: Flat-pebble conglomerates; Seismites; Syn-rift tectonics; Toarcian; Portugal

1. Introduction

Liassic outcrops in Portugal are found in three areas (Fig. 1A). The northern one extends from Arrábida to Porto (Lusitanian Basin) showing palaeogeographic and palaeobiogeographic affinity with West European basins and the Subboreal province. The southern one is confined to the Algarve Basin and shows palaeo-

biogeographic affinity with the Submediterranean province of the Tethyan Realm. An intermediate basin exists restricted to the region south of Arrábida (Santiago do Cacém) that would have served as an offshore-barrier system between western European and Tethyan basins (Mouterde et al., 1972).

In the Lower Jurassic (Lias) of Arrábida, three lithostratigraphic units have been defined from bottom to top:

- (a) The Dagorda Formation. A thick series of red pelites with dolomitic intercalations and evaporites attributed to the Triassic–Lower Liassic (Hettanian).
- (b) The Volcanic–Sedimentary Complex. Probable

* Corresponding author. Fax: +351-21-2948556.
E-mail addresses: jck@mail.fct.unl.pt (J.C. Kullberg), foloriz@goliat.ugr.es (F. Olóriz), blm@mail.fct.unl.pt (B. Marques), pcsc@mail.fct.unl.pt (P.S. Caetano), rbr@mail.fct.unl.pt (R.B. Rocha).

¹ Fax: +34-958-243345.

² Fax: +351-21-2948556.

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

P. Terrinha^{1,4}, C. Ribeiro², J.C. Kullberg³, C. Lopes³, R. Rocha³ and A. Ribeiro¹

1- Universidade de Lisboa, Dep. de Geologia/LATTEX, Campo Grande, 5º piso, 1749-016 Lisboa, Portugal; pagt@fc.ul.pt; aribeiro@fc.ul.pt

2- Universidade de Évora/CGE, Dep. Geociências, 7001 Évora Codex, Portugal; cribeiro@uevora.pt

3- Universidade Nova de Lisboa, Centro de Investigação em Geociências Aplicadas, 2825-114 Caparica, Portugal; ciga@mail.fct.unl.pt

4- Instituto Geológico e Mineiro, Dep. Geologia Marinha, 2720 Alfragide, Portugal; pedro.terrinha@igm.pt

ABSTRACT

Evidences for three short-lived compressive episodes of Late Carixian, Late Callovian-Early Oxfordian and Tithonian-Berriasian ages that lasted less than 5 My and occurred during the process of rifting of the Algarve Basin are presented. These tectonic inversion episodes are described at both outcrop and cartographic scales and have been dated with the accuracy provided by the ammonoid scale. An uplift event of Late Toarcian-Aalenian age of undetermined tectonic origin is also described. It is shown that these four tectonic episodes are coincident in time with important ecological events, such as the onset of migration and/or the segregation of Boreal and Tethyan ammonite species and the confinement of the Algarve Basin. Stratigraphic and paleoecological data from the Algarve and Lusitanian Basins are compared and discussed together with eustatic and tectonic information. It is proposed that the tectonic inversion episodes that caused uplift are the origin of the Mesozoic sedimentary gaps and intermittent opening and closure of the seaway located offshore the SW corner of Iberia between the Algarve and Lusitanian Basins. Three tectonic mechanisms for the origin of the short-lived compressive episodes are presented after comparing the tectonic setting of the Algarve Basin with other geological provinces of the world where similar phenomena also occurred.

1. Introduction

1.1. About early tectonic inversion

The tectonic history of most passive margins generally consists of one or more phases of rift events separated by thermal subsidence periods. Subsidence curves can be simple if lithospheric thinning depends on simple kinematic and geometric models (e.g. pure or simple shear and constant dip lithospheric detachments). However, subsidence curves can be complicated by occurrence of magmatism, complex geometry of lithospheric detachments or perturbation of the stress field. Uplift of rift basins during their extensional histories causes regional erosion discontinuities and is generally associated with volcanism and/or igneous underplating (Brodie and White 1995), heterogeneous lithospheric stretching (Coward 1986) or stretching of very thin crust (Mckenzie 1978). Tectonic inversion of rift basins caused by basin scale compression also causes uplift and erosion. This process generally occurs after the phases of rifting and is associated with plate re-arrangement and formation of collision/subduction boundaries. Although uplift and erosion unconformities can be formed during both extensional or compressional tectonics only the latter process will produce shortening structures, such as tight folds and reverse faults.

This work shows examples of formation of shortening structures which occurred during the process of rifting of a continental margin, i.e. between two consecutive rift episodes. Because these tectonic events were short-lived and occurred a long time before the main tectonic inversion of the basin they are called *early transient* tectonic inversion episodes.

The coincidence of the age of the main basin unconformities and the age of the early transient compressive structures is discussed, as well as the processes associated with the transient inversion of the stress field during a long lasting process of rifting and the apparent closure of pathways between the two adjacent Algarve and Lusitanian basins, respectively located on the southern and western Portuguese continental margin (fig. 1).

Although *early transient* tectonic inversion episodes are not often referred in the literature some examples in distant tectonic provinces of the world and different ages can be mentioned. Withjack et al. (1995, 1998) described compressive structures formed during the rift-drift transition offshore eastern USA and maritime Canada in the Early Jurassic-Early Cretaceous time interval.

Fossen (1989), Sinclair (1995) and Thomas and Coward (1995) reported uplift associated to structural inversion in the North Atlantic during the Late Jurassic-

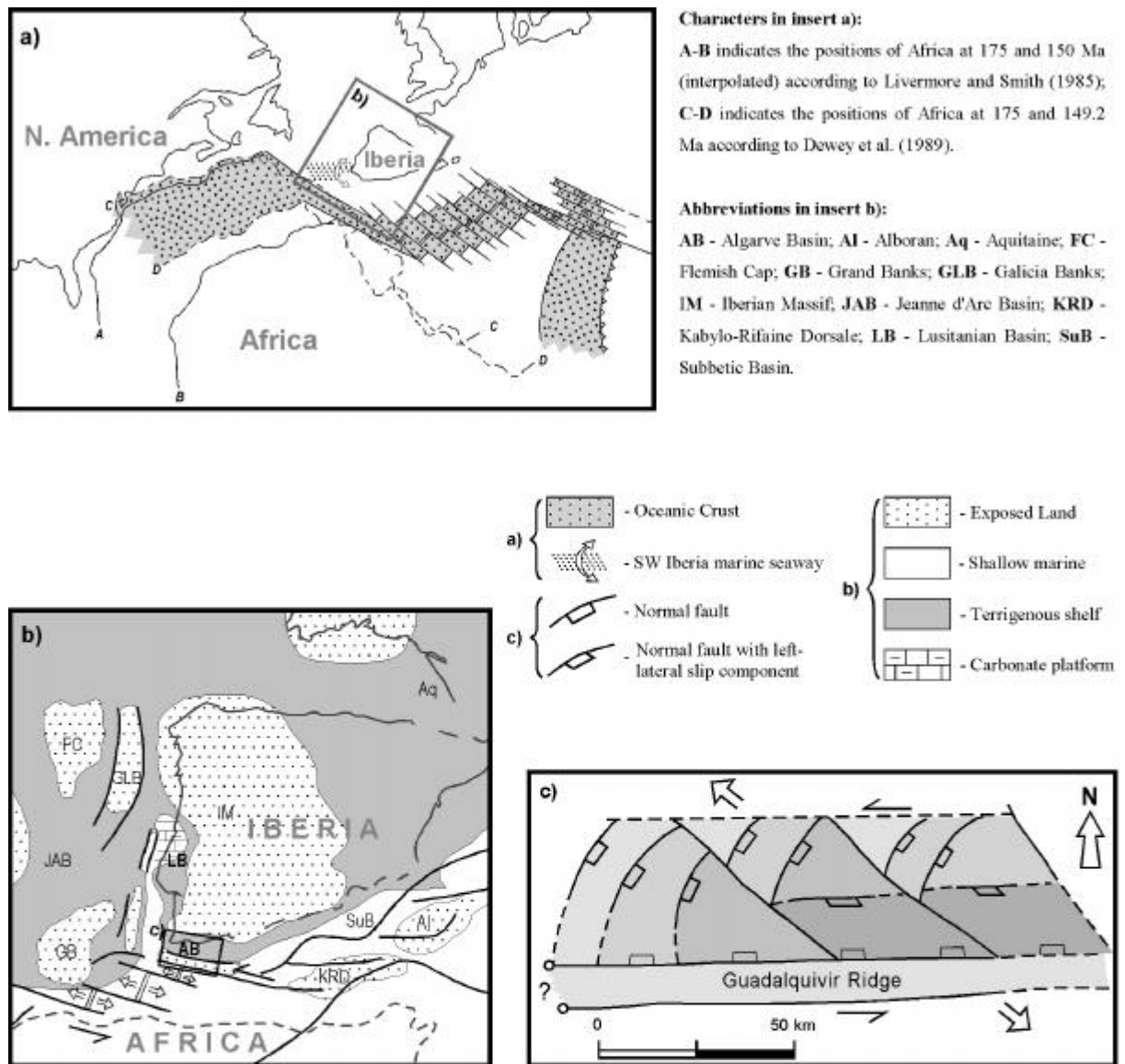


Figure 1- Tectonic framework of the Algarve Basin in the Mesozoic at various scales.

a) Plate tectonic location of Iberia with respect to the Neo-Tethys rift (shaded). A-B indicates the positions of Africa at 175 and 150 Ma according to Livermore and Smith (1985); C-D indicates the positions of Africa at 175 and 149.2 Ma according to Dewey et al. (1989). Also shown the seaway around the SW corner of Iberia through which migrated the ammonoids between the Algarve and Lusitanian Basins; the dotted area constituted a geographic barrier when emerged. Modified from Coward and Dietrich (1989).

b) Paleogeography of Iberia and its surroundings. Also shown the transensional corridor between Iberia and Africa. Modified from Fourcarde et al. (1991)

c) Fault geometry of the Algarve Basin in the Mesozoic. The southern boundary consists of a horst block, the Guadalquivir Ridge, whilst the northern boundary is not defined by faults.

Early Cretaceous transition. According to these authors inversion resulted from oblique-slip caused by rotation of the extension direction from NW-SE, which lasted from Late Triassic to Late Jurassic, to NE-SW in the Early Cretaceous. Terrinha et al. (1995) also described a compressive event of Late Jurassic-Early Cretaceous age in the Lusitanian Basin that was contemporaneous with the occurrence of a transient NNE-SSW stretching event in this basin, which had undergone EW stretching since the Early Jurassic. Knott et al. (1995) reported tectonic inversion episodes that occurred between two consecutive rift events in the Gulf of Aqaba, Red Sea during Miocene times. Arthaud and Choukroune (1976) described a phase of compression of Late Miocene age (3.5 Ma) in the WNW-ESE trending Tadjourah oceanic rift (Gulf of Aden), which occurred between two episodes of extension. This compressive event was a transient one in a region which has gone almost continuous extension since Miocene times (10 Ma). The authors associate the N30 oriented compressive event to the westward propagation of the Tadjourah oceanic rift into the African continent.

1.2. Geological setting of the of the Algarve Basin

The Mesozoic Algarve Basin, located in South Portugal, formed as a pull-apart basin on the northern external part of a left-lateral trans-tensional zone that separated Africa from Iberia, from the Permian (?)–Early Triassic to the Late Cretaceous (fig. 1). This trans-tensional shear zone was part of the Neo-Tethys rift system that formed as a consequence of the eastward drift of Africa with respect to Eurasia (Coward and Dieterich 1989; Srivastava et al. 1990; Malod and Mauffret 1990; Dewey et al. 1993). However, the transcurrent deformation associated with the differential movement of the two plates must have been accommodated between the Guadalquivir Bank and northern Africa because most of the movement on the extensional faults of the Algarve Basin was dip-slip (Terrinha 1998).

The sediments of the Mesozoic Algarve Basin that were deposited during the extensional phases of the basin span from Lower Triassic to Cenomanian times (fig. 2a, Rey 1983; Correia 1989). Well marked unconformities, the most important of which had already been described by Choffat (1887), were more recently interpreted as caused by eustatic sea level variations or rift episodes on a subsiding marginal basin (Rocha 1976; Manuppella 1988;

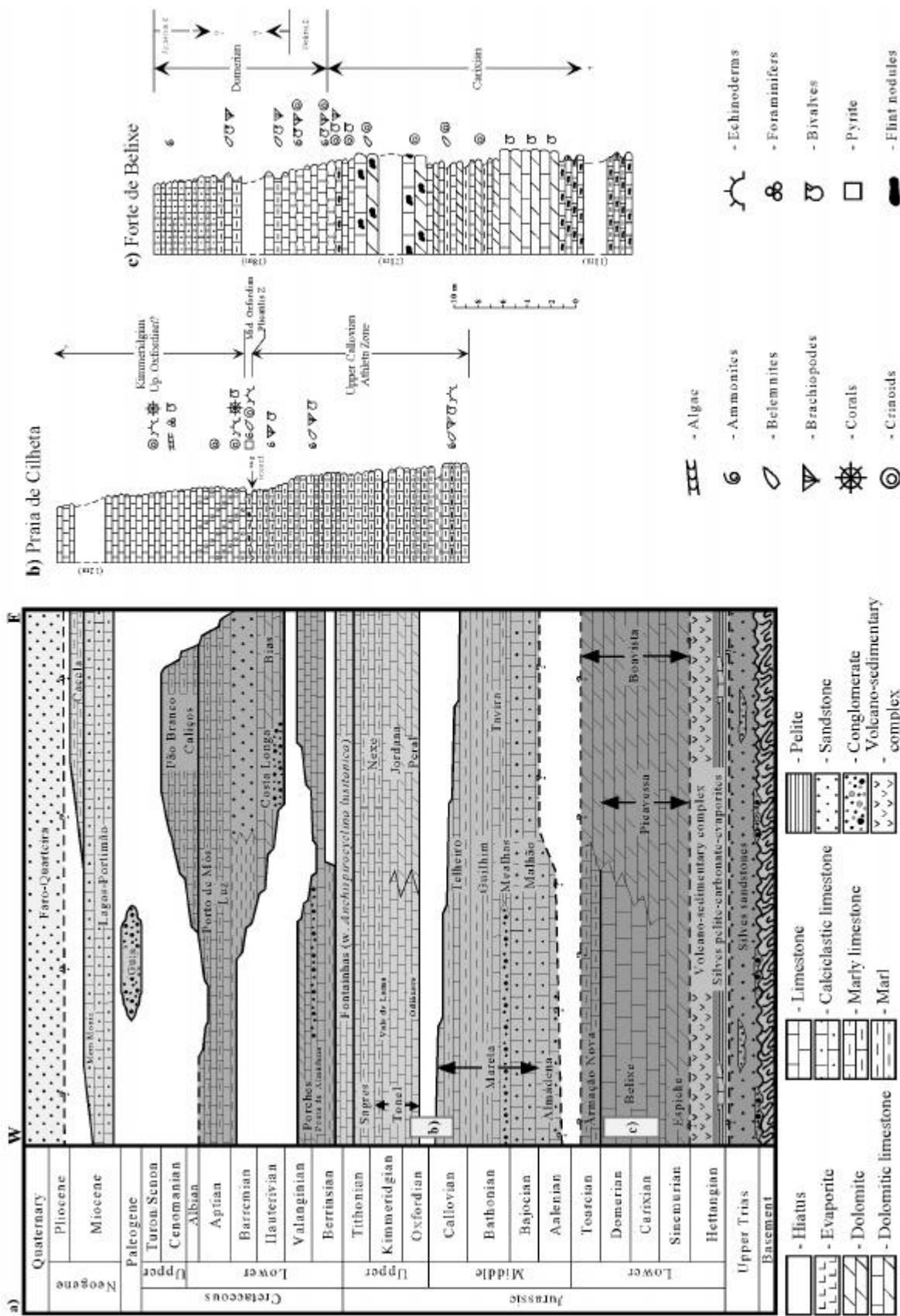


Figure 2- Lithostratigraphy of the Algarve Basin. a) Synthetic table of the Meso-Cenozoic lithostratigraphy (adapted from Manuppella, 1992). b) Stratigraphic section of the Carixian-Domerian of the Praia de Belixe outcrop in the western part of the Algarve Basin. Adapted from Rocha (1976). c) Stratigraphic section of the Upper Callovian-Kimmeridgian of the Praia de Cilhaeta outcrop in the western part of the Algarve Basin. Adapted from Rocha (1976).

Marques and Oloriz 1991). Three major unconformities stand out among others because they correspond to important sedimentary hiatus and erosion surfaces: i) the Toarcian-Aalenian unconformity, ii) the Callovian-Oxfordian unconformity and iii) the Upper Jurassic-Lower Cretaceous unconformity.

The field study of normal faults and unconformities has shown that these faults were active throughout the Jurassic and in the Lower Cretaceous. Tectonic curves based on standard backstripping of sedimentary sequences also suggest stretching during the Jurassic and deceleration of stretching in the Lower Cretaceous (Terrinha 1998). The Mesozoic stretching of the Algarve Basin was accommodated by four fault systems, which resulted from reactivation of Variscan basement faults (fig. 3). NE-SW to ENE-WSW and N-S to NNE-

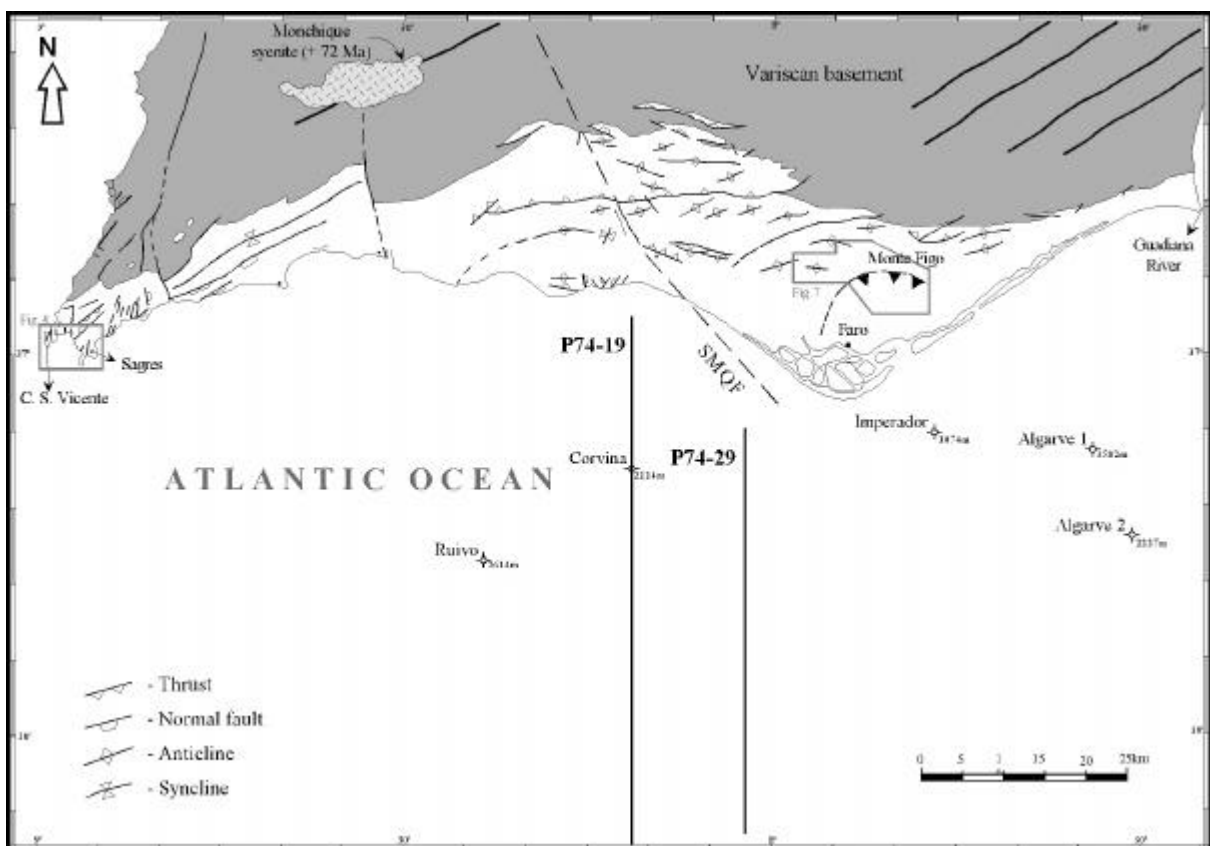


Figure 3- Structural map of the Algarve Basin. Boxes show the location of the areas depicted in figs. 5 and 8. Also shown the location of the offshore seismic profiles P74-19 and P74-29 (fig. 11) and wells.

SSW trending faults resulted from reactivation of sinistral and dextral late Variscan strike-slip faults of Permian age, respectively (Arthaud and Matte 1977; Ribeiro et al. 1979). These fault sets accommodated extension associated with the Neo-Tethys and North Atlantic rifting, respectively. E-W trending faults can be interpreted as Variscan orogenic sinistral faults that propagated upwards into the Mesozoic cover; alternatively they can be interpreted as newly formed faults parallel to the transtensional Iberia-Africa shear zone. NW-SE trending faults are perpendicular to the main basin extensional faults and behaved as transfer faults.

Two important magmatic events occurred in this region during the Mesozoic. The first one is the Volcanic-Sedimentary Complex of Hettangian-Sinemurian age and is made up of basaltic lava flows, volcanic ashes and pyroclasts of intra-continental tholeiite affinity (Martins and Kerrich 1991). The second event consists of mafic dykes associated with the Monchique alkaline intrusion of Late Cretaceous age that outcrops in the Carboniferous basement 20 km north of the Algarve Basin present limit (fig. 3).

The onshore Cenozoic sedimentary record is made up of Middle Miocene to Quaternary sequences, varying from shallow water high energy marine carbonates at the base to fluvial-marine siliciclastic sands and gravels at the top. These sediments rest unconformably on top of folded and thrust Mesozoic rocks. The study of seismic reflection profiles located offshore central and eastern Algarve showed that the Paleogene also lies unconformably on top of deformed Mesozoic strata and that both packages suffered again shortening before the deposition of the Miocene. Thus, major inversion occurred during Late Cretaceous (post-Cenomanian) to Oligocene times from which typical basin inversion structures resulted, such as inversion of normal faults and formation of new thrusts shortcutting older normal faults. Kinematic data collected in the field indicate a range of compression directions, from NNE-SSW to NW-SE (Terrinha 1998). The above mentioned data fit well with plate kinematic models for the movement of Africa with respect to Eurasia, according to which the boundary between these two plates was a transtensional one from Early Jurassic times until at least the Cenomanian (92 Ma), when convergence between Africa and Eurasia began (Dewey et al. 1989; Srivastava et al. 1990).

2. Paleobiogeography

During Early and Middle Jurassic times Eurasia, America and Africa did not form independent plates separated by oceanic ridges in this part of the world. These future continents were separated by a network of propagating rifts and epicontinental seas. According to generally accepted paleo-geographic reconstructions (e.g. Livermore et al. 1986; Fourcarde et al. 1991) and paleontological data (Enay and Mangold 1982), two major ecological realms were defined for Jurassic times, the Tethyan and the Boreal realms. The distribution of ammonite taxa in Iberia, western Eurasia and north-western Africa depended on the fluctuation of the boundaries of these ecological realms, which was strongly dependent on the communication between epicontinental seas and their paleogeography. The degree of communication of epicontinental seas was itself controlled by eustasy, basin subsidence and rift linkage.

The paleontological studies carried out by Rocha (1976) led to the conclusion that the neighbor Algarve and Lusitanian Basins, pertained to different paleobiogeographical realms during important time intervals of the Early and Middle Jurassic. The mixing and separation of neritic faunas such as the ammonites is a strong indication of the degree of marine communication or separation between adjacent marine basins. The controls on the opening and closure of the sea path between the Algarve and Lusitanian basins are discussed in section 4.1 of this work, based on the global eustatic curve, ecological and tectonic data.

The ammonite record and also other taxa indicate that the Algarve Basin was part of the sub-Mediterranean domain of the Tethyan realm, at least from the Early Domerian through Kimmeridgian times (Rocha 1976; Marques et al. 1991). The paleontological record relative to the Hettangian and Sinemurian is poorly preserved due to strong dolomitization of these sediments. The ammonite fauna of the Lusitanian Basin, on the other hand, shows faunal affinities to the Boreal domains from Late Sinemurian to Late Carixian times. In the Early Domerian, Tethyan ammonites invaded the Lusitanian Basin reaching as far as Normandy and southern Britain. This northward migration of Tethyan faunas (*Hildoceratidae*) was followed by migration of *Amaltheidea* from Boreal to Tethyan domains. During the Domerian and Early Toarcian the Boreal and Tethyan ammonite faunas mixed in the Algarve and Lusitanian Basins (fig. 4).

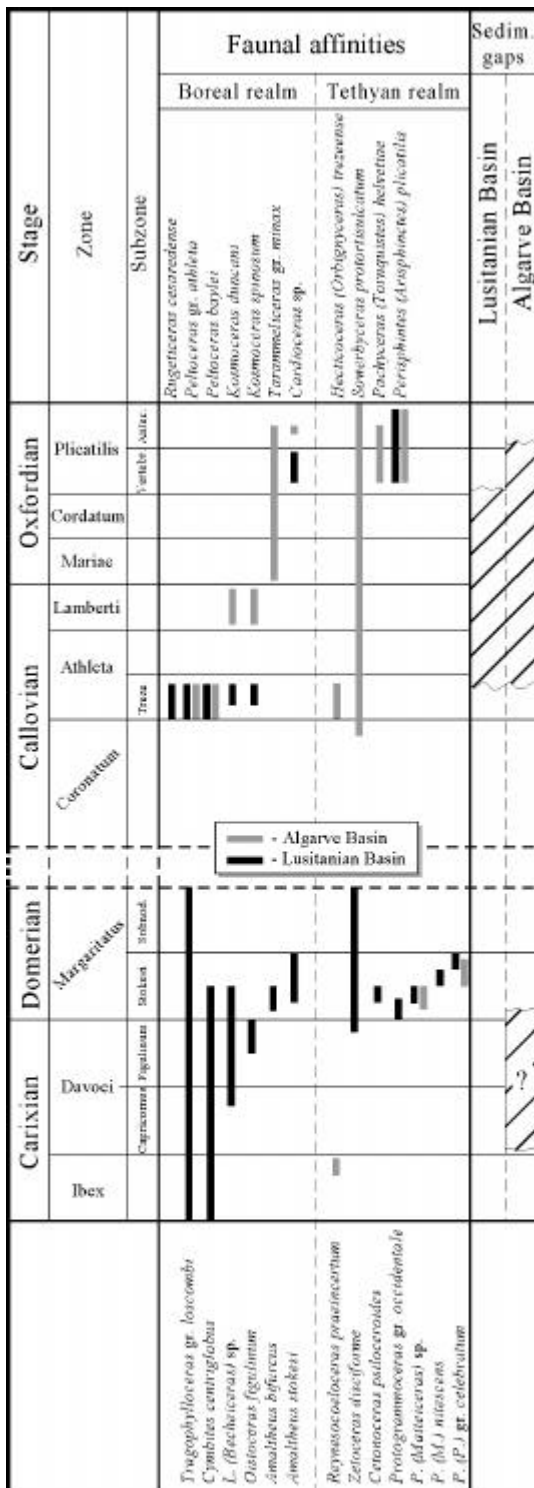


Figure 4- Vertical distribution of Boreal and Tethyan Ammonoid fauna in the Lusitanian and Algarve Basins in the Carixian-Domerian and Callovian-Oxfordian time intervals. Note that in the Algarve Basin, the ammonites of the Callovian-Oxfordian transition occur as reworked specimens within the hard-ground that materialises the respective unconformity.

In the Algarve Basin the Lower Toarcian (Levisoni Zone) pelagic marls are truncated by an erosion discontinuity and are unconformably overlain by dolomites and calciclastic shallow water limestones of probable Aalenian age, while in the Lusitanian Basin the Lower Jurassic-Middle Jurassic transition displays a continuous pelagic sedimentary record. Nevertheless, the Aalenian ammonite record of the Lusitanian Basin shows that Boreal faunas clearly dominated over the Tethyan ones indicating that an important ecological event accompanied the Upper Toarcian-Aalenian erosion event in the Algarve Basin; uplift of the Algarve Basin caused erosion and closed the communication between the two basins, thus inhibiting the mixture of the two faunas.

The Callovian-Oxfordian unconformity in Iberia is often referred to as the “Callovian crisis” because it is well developed in all Iberian Mesozoic basins and corresponds to a major Mesozoic erosion event (Choffat 1887; Mouterde 1971; Rocha 1976).

In the Algarve Basin this unconformity is best observed in the western part of the basin, where it is materialized either by an erosion surface and hardground containing ammonites of Middle Oxfordian age (Plicatilis Zone) or by a calcareous conglomerate barren of fossils. The mixing of Boreal and Tethyan ammonite assemblages in both Lusitanian and Algarve Basins from Bajocian to Callovian times suggests that there was communication between the two basins. However, the abundance of pyritised fauna and gypsum nodules from the Upper Bathonian through the Middle Callovian of the Algarve Basin indicates that this basin experienced some degree of confinement during this time interval. Open communication between the Algarve and Lusitanian basins resumed again during Late Callovian times as attested by the absence of confined sedimentary facies and mainly by the migration of the *Kosmoceratidae* from the Boreal to Tethyan realms. The *Kosmoceratidae* are found in the Lower Callovian of the British Isles, in the Middle Callovian of France, in the basal Upper Callovian of the Lusitanian Basin (Athleta zone) and in the top Upper Callovian of the Algarve Basin (Lamberti zone). During the Callovian-Oxfordian transition the communication between the Lusitanian and Algarve basins was probably restricted again as suggested by the erosion unconformity and sedimentary hiatus present in the two basins. The massive migration of *Phylloceratidae* in the Late Oxfordian from the Algarve basin to the Lusitanian basin can be envisaged as a result of re-establishment of the communication between the two basins (fig. 4).

The Tithonian-Lower Cretaceous transition is also recorded in various Iberian Mesozoic basins as an erosion unconformity generally accompanied by a dramatic environmental change, from marine to continental facies. In the Algarve Basin the uppermost Tithonian consists of limestones and marls of confined marine facies with *Anchispirocyclina lusitanica* and the Berriasian is either missing or incomplete and it is made up of continental facies sediments. The lack of ammonite fauna in the Upper Kimmeridgian-Tithonian and lowermost Cretaceous does not allow speculation about the degree of communication between the Algarve and Lusitanian basins.

These unconformities have been attributed to uplifts, the origins of which remain poorly understood. The aim of this paper is to show that shortening structures formed during the time interval of the Carixian-Domerian, Callovian-Oxfordian and Tithonian-Lower Cretaceous unconformities and thus suggest the existence of a cause-effect relationship between transient

compressive tectonics and the uplift that produced the formation of these unconformities and also the closure and opening of sea-paths between the Algarve and Lusitanian Basins.

3. Early compressive structures in the Algarve Basin

The detailed structural re-interpretation of outcrops used by Choffat (1887) and Rocha (1976) to describe the main Jurassic unconformities and biostratigraphy in the western Algarve showed the existence of compressive deformation structures that are truncated by erosion unconformities of Jurassic age (Terrinha et al. 1994; Terrinha 1998). The study of aerial photographs (approximately at 1/25 000 scale) and offshore seismic reflection profiles (1/50 000 horizontal scale) also yielded examples of compressive structures that pre-dated the main tectonic inversion of Late Cretaceous-Paleogene age. These structures are located in central and eastern Algarve, approximately 100 km away from the ones described for the western Algarve (fig. 3), and their scale is much larger than those described at outcrop scale, which is an indication that these compressive episodes, at least the Callovian-Oxfordian and the Late Jurassic-Early Cretaceous tectonic inversion events, were basin scale tectonic events and not mere localized structures.

3.1. The Lower Jurassic

Sub-horizontal strata of Carixian-Domerian age outcrop continuously along a 0.5 km long and 50 m high cliff at Praia de Belixe, western Algarve Basin (figs. 5 and 6). These sediments have been grouped into three biostratigraphic packages by Rocha (1976): **i)** Carixian fine grained dolomitic limestone containing flint nodules, **ii)** Lower Domerian limestones with ammonites and **iii)** Upper Domerian pelagic marly limestones. The Carixian–Domerian sediment package belongs to the Hettangian–Lower Toarcian discontinuous series, which are only well represented in the western part of the Algarve Basin (fig. 2a and b).

The Carixian sediments are cross cut by two non-coeval normal fault sets, one set of vertical extensional joints filled in with 5-10cm thick flint “dykes” (Terrinha and Ribeiro 1998) and one set of reverse faults. The Domerian sediments present normal faults but do not show any

structural evidence of the folding and thrusting event that affected the underlying Carixian layers. Both sedimentary packages show internal erosion and angular unconformities. The detailed study of the geometrical relationships of tectonic and sedimentary structures that are schematically shown in fig. 6 allowed the establishment of the relative chronology of tectonic and sedimentary/erosion events.

The earliest tectonic structures in this outcrop are restricted to the Carixian sediments and consist of N100 striking normal faults and vertical tensile joints. These structures are thought to have formed during the same tectonic event *firstly*, because they have the same strike and stretching direction (N190) and *secondly* because they are both cross cut by the reverse faults which only affect the Carixian layers, i.e. reverse faults that occurred not very long after the tectonic extension (fig. 6). One of the Upper Carixian reverse faults, F1 in fig. 6, was recognized thanks to reverse movement drag folds present on both sides of the fault and repetition of stratigraphic markers. Most of the thrust movement on fault F1 occurred during the sedimentation of the Carixian beds, as shown by the angular unconformity “A” associated with the fault hanging-wall anticline and also by the normal fault offset of the Carixian-Domerian unconformity. The reverse movement offset on F1 was probably not very large, with a minimum displacement of approximately 10m. However, it is worthwhile to note that this thrusting event of Carixian age is comprised between two extensional events of Middle-Carixian and Early Domerian age and thus the real thrust displacement is unknown. The lack of fossils of Late Carixian age can be an indication of basin uplift and sedimentation hiatus during this compressive event. The orientation of the reverse fault F1 strongly suggests that it resulted from inversion of an earlier N100 striking dip-slip normal fault. The trend of the drag folds axes and the boudinaged flint “dykes” indicates a dip-slip direction of thrusting towards N10 (fig. 6b).

The Domerian unit, which is made up of a lower package of limestones and an upper package of marly limestones, is cross cut by syn-sedimentary normal faults that die out to null-points within the upper package (fig. 6a). These observations corroborate that the thrusting event occurred during Carixian times, possibly Late Carixian, and that extensional fault activity resumed in the Lower Domerian. It is also worthwhile to note that the two Domerian packages are separated by an erosion unconformity that suggests sub-aerial exposure of the Lower Domerian limestones before deposition of the Upper Domerian marls.

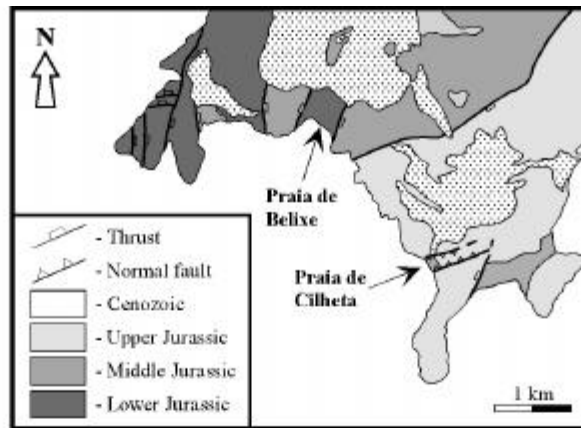


Figure 5- Detailed geological map of the Sagres area in the western part of the Algarve Basin (see fig. 3 for location). Also shown the location of Praia de Belixe and Praia de Cilheta outcrops.

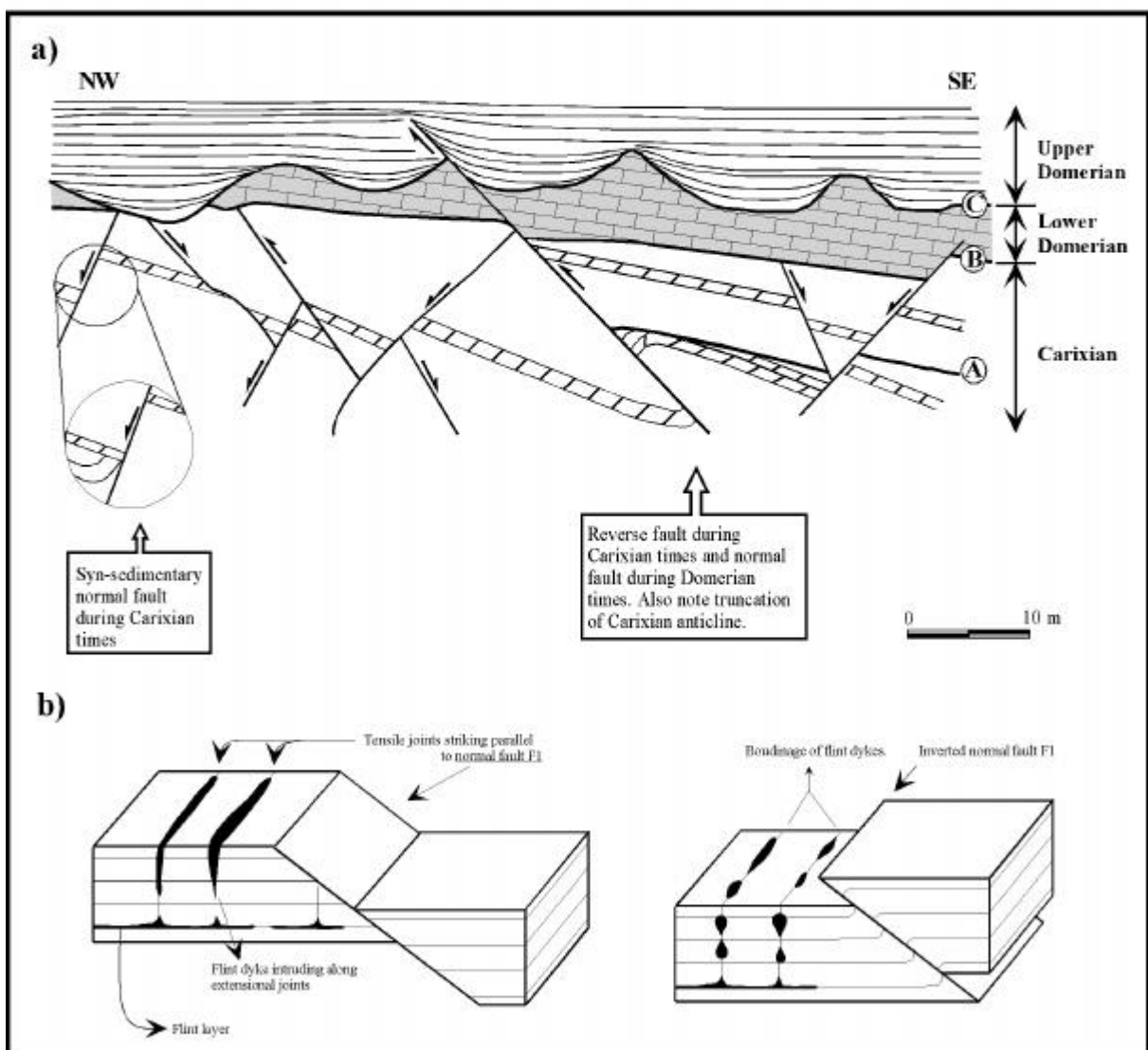


Figure 6- Interpretation of the Praia de Belixe outcrop (see fig. 5 for location). a) Schematic cross section showing short-lived compressional structures of Carixian age that formed between two tectonic extensional events, based on the geometrical relationship between tectonic, sedimentary and erosion structures. A, B and C - unconformities between stratigraphic units described in the text. b) Block diagrams showing geometrical relationship between flint dykes and faults. The flint dykes intruded as soft sediments into tensile joints that formed during tectonic extension and were boudinaged during the Late Carixian compression.

In summary, the detailed study of the geometrical and chronological relationships between unconformities and tectonic structures let us conclude the following sequence of events: **i)** syn-sedimentary extensional jointing and faulting of Carixian sediments; **ii)** syn-sedimentary thrusting of Carixian sediments; **iii)** syn-sedimentary tectonic extension of the Lower Domerian limestones; **iv)** erosion of the Lower Domerian sediments; **v)** deposition of the Upper Domerian marls and end of the Domerian tectonic extension. The duration of the Carixian tectonic inversion probably did not exceed significantly 1My since there is only one Carixian ammonite biozone lacking in the sedimentary record, the Davoei Zone, and a fraction of the lowermost Domerian, the Stokesi Sub-Zone.

3.2. The Middle Jurassic-Upper Jurassic transition

The Praia da Cilheta outcrop located at Sagres, western Algarve (see figs. 5 and 7), is one of the best places in the Algarve Basin to inspect the Callovian-Oxfordian unconformity. Here the unconformity is materialized by a clear erosion surface, a hard-ground and/or a conglomerate containing fragments of ammonites of the *Plicatilis* zone, Middle Oxfordian (Rocha 1976). The hard-ground has an oxidized appearance and shows soil-like alteration structures indicating sub-aerial exposition of the Callovian substratum before deposition of the Oxfordian marine limestones. The Praia da Cilheta section is a classic outcrop firstly described by Choffat (1887) and later by Rocha (1976) who established that the Callovian-Oxfordian unconformity in the western Algarve Basin corresponds to a hiatus between the Upper Callovian and Middle Oxfordian (fig. 2c).

The main features of the Praia da Cilheta outcrop (fig. 7) are firstly, the existence of a very well marked unconformity that separates the Middle Jurassic from the Upper Jurassic sediments and secondly, the outcropping of two well exposed thrust planes across which the Upper Jurassic is overthrust by the Middle Jurassic. The age of this thrusting event is very poorly constrained, because the Upper Jurassic is only covered by a thin veneer of almost non-deformed Quaternary sands. However, the Callovian strata are rather more deformed than the Upper Jurassic strata on the hanging-wall of the northern thrust. Actually, tightly folded, sheared and thrust Callovian sediments are neatly truncated by the Callovian-Oxfordian erosion unconformity, on top of which lie undeformed Oxfordian limestones, clearly showing the occurrence of shortening of the Callovian

pelagic marly limestones before erosion and subsequent deposition of the Oxfordian calciclastic limestones. Hence this outcrop shows a clear evidence of two compressive events, one of Callovian-Oxfordian age and a second one of post-Oxfordian age, perhaps contemporaneous of the main Paleogene basin inversion event.

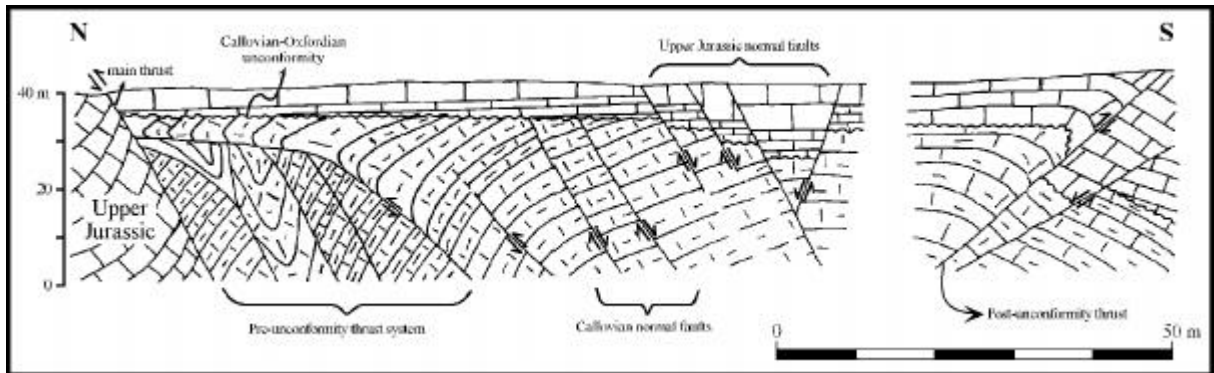


Figure 7- Interpretation of the Praia de Cilheta outcrop. (see fig. 5 for location). Note that the Late Callovian- Middle Oxfordian unconformity truncates earlier compressive structures as well as extensional structures. Post-unconformity extension downthrows the unconformity into a graben.

Extensional faults above and below the unconformity are also present. Small scale normal faults of Callovian age are still preserved, as well as onlaps indicating sedimentary growth towards the north, suggesting that the Callovian-Oxfordian age thrust fault was probably an extensional growth fault in Callovian times. Normal faults, grabens and half-grabens that cross cut the Upper Jurassic beds are very well preserved and show striae that indicate an approximate NW-SE direction of extension, i.e. the general stretching direction of the Algarve Basin; the Callovian extensional faults do not show good kinematic indicators but their strike is compatible with a NW-SE extension, as well.

The existence of extensional faults above and below the Callovian-Oxfordian unconformity shows that this shortening event was a transient one between two rift events. As a matter of fact, the age of this compressive event can be constrained between the deposition of the Upper Callovian Athleta Zone and deposition of the ammonites contained within the hard-ground, i.e. the Middle Oxfordian Plicatilis Zone, which implies that uplift of the basin and formation of the shortening structures occurred in less than 4 to 5 My.

The Callovian-Oxfordian unconformity is also exposed in the central part of the Algarve Basin at Guilhim (fig. 8), 100 km to the east of the Praia da Cilheta outcrop. A structural model of this area based on aerial photo-interpretation and detailed field work shows that the Guilhim structure is an E-W striking northward vergent fault-bent-fold anticline with periclinal closures. The core of the structure consists of a tight anticline with sub-vertical Bathonian and Callovian beds. The Middle Jurassic-Upper Jurassic angular unconformity is observed on both sides of the structure (fig. 9). The angle between the Upper Jurassic and Middle Jurassic beds on the fault foot-wall is 30°, 25° on the periclinal closures and only 5° along the central part of the long limb, where it presents a 10m thick conglomerate.

The coincidence of the ages of the erosion unconformities and the compressive structures at the Praia de Cilheta and Guilhim outcrops, which are separated by more than 100km suggests, *firstly* that the shortening was a basin scale event and *secondly* the existence of a cause-effect relationship between the formation of the shortening structures and the Callovian-Oxfordian unconformity.

3.3. The Upper Jurassic-Lower Cretaceous transition

A structural model of the Monte Figo structure, based on detailed interpretation of aerial photographs and field structural mapping, both at 1/25 000 scale (fig. 8) shows that this structure consists of a thin-skinned, northwards directed thrust, as suggested by earlier works of Medeiros-Gouvea (1938) and Manuppella (1987). However, the present work also shows that sheared and folded Upper Jurassic strata of the Monte Figo structure are unconformably overlain by the little deformed Lower Cretaceous, i.e. indicating the occurrence of a compressive phase on the Late Jurassic-Early Cretaceous transition prior to the final inversion of the basin that also deformed the Lower Cretaceous. Another indication of polyphase compressive deformation is the superposition of a Lower Cretaceous anticline on top of an Upper Jurassic syncline (fig. 10).

As in the case of the Middle Jurassic-Upper Cretaceous unconformity, this compressive event also coincides with one of the most widespread unconformities of the Mesozoic Iberian Basins, the Lower Cretaceous unconformity, which in this area is outlined by a polygenic conglomerate made up of Paleozoic, Triassic and Jurassic clasts. A strong change

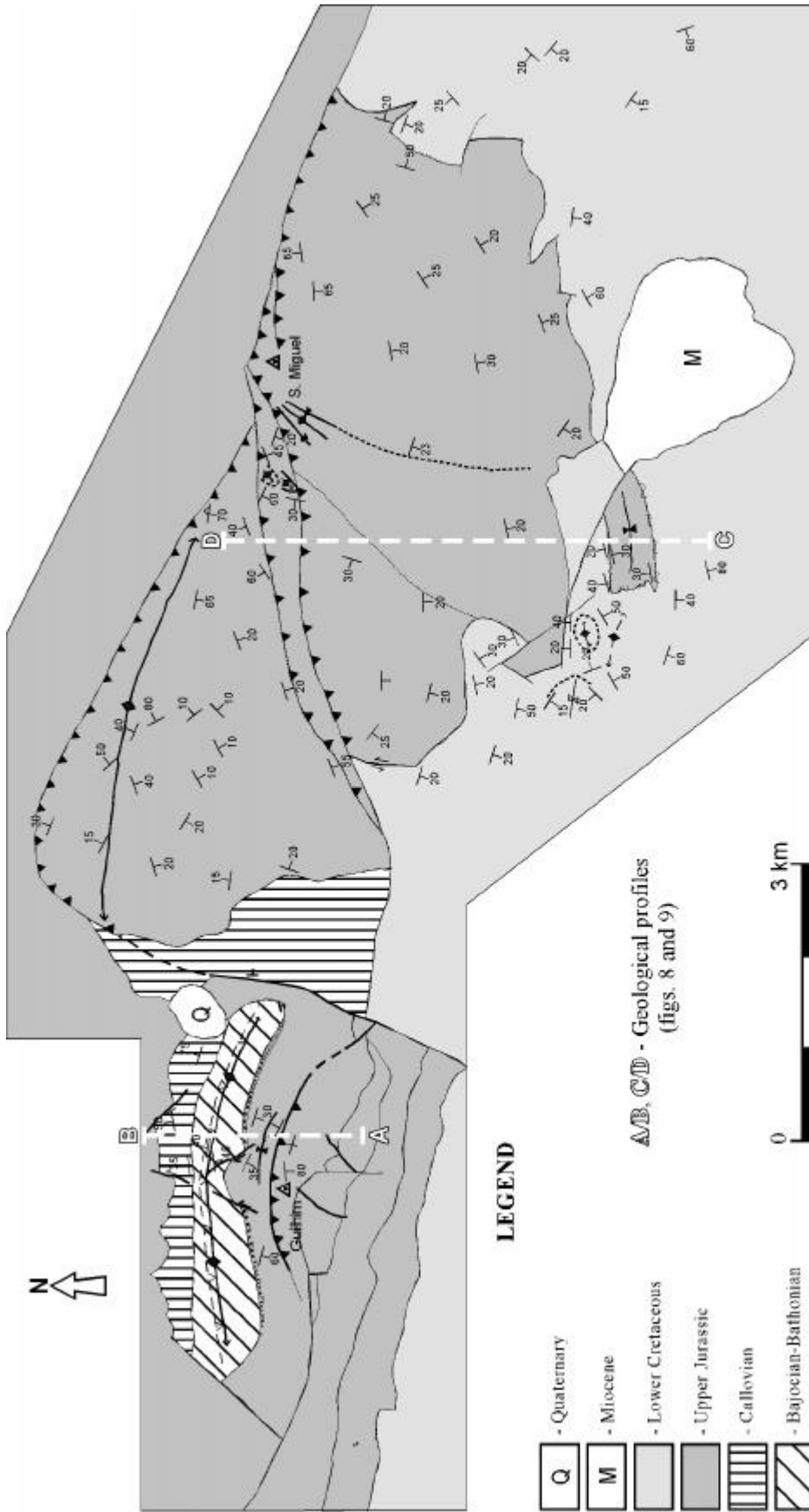


Figure 8- Structural map of the Guilhim and Monte Figo structures (see fig. 3 for location) based on aerial photograph interpretation and field work. Also shown location of cross-sections AB and CD of figs. 9 and 10, respectively.

in depositional environment also occurred in this case, since the uppermost Jurassic is made up of low energy confined marine limestones, whilst the Neocomian is predominantly continental.

Although it is difficult to establish the age of inversion, it probably corresponds to the hiatus between the Tithonian and the Middle Berriasian, i.e. a time gap less than 5 My. An episode of tectonic inversion accompanied by formation of compressive structures was also described in the Lusitanian Basin (Terrinha et al., 1995).

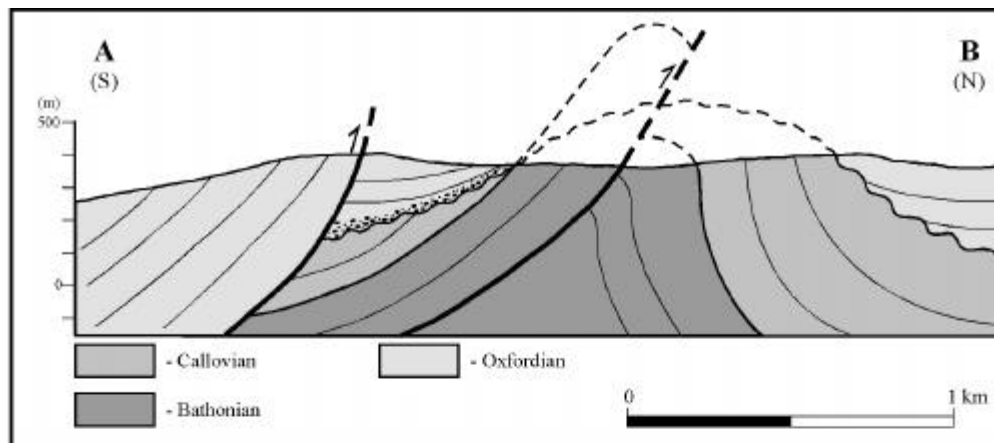


Figure 9- Cross-section through the Guilhim outcrop. See fig. 8 for location. Note that the Upper Jurassic beds onlap on top of previously folded and eroded Middle Jurassic sediments. The two sedimentary packages suffered post-Jurassic tectonic extension and inversion as shown by folding and thrusting of the Jurassic sediments.

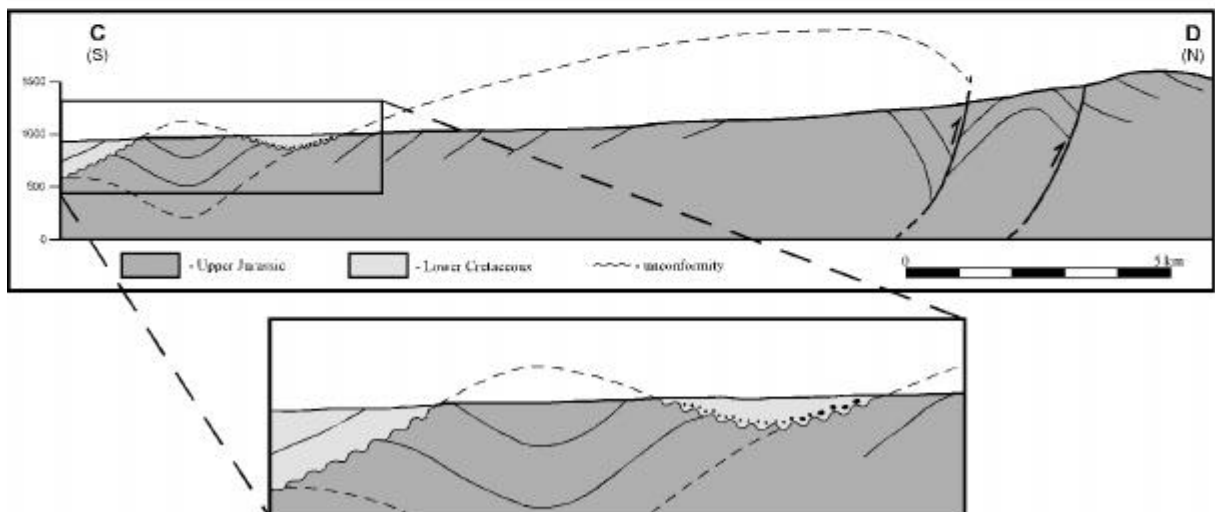


Figure 10- Cross-section through the Monte Figo structure. See fig. 8 for location. The Upper Jurassic sediments were folded and eroded prior to the deposition of the Lower Cretaceous as shown by the angular unconformity and super-position of a Lower Cretaceous anticline on top of a Upper Jurassic syncline.

3.4. Examples from seismic reflection profiles

The study of selected industry seismic reflection profiles of the year 1974 of the offshore central and eastern parts of the Algarve Basin yield a good picture of the Cenozoic structure. Unfortunately, the poor quality of the seismic data below the Paleogene unconformity, the lack of good sub-surface stratigraphic data (only four boreholes drilled the Mesozoic) and the wide spacing of profiles do not allow correlation of the Mesozoic unconformities or the production of a detailed map of the Mesozoic offshore structure. Nevertheless, the position of the Paleogene unconformity can be determined with good precision and the study of the structure of the Mesozoic was possible along some profiles.

It is argued here that on two N-S striking seismic profiles (P74-19 and P74-29) of the central part of the offshore Algarve Basin, compressive structures that pre-date the main tectonic inversion of Late Cretaceous-Paleogene age are observed, i.e. early tectonic inversion structures (see fig. 3 for location). On both seismic profiles a sharp contrast between neat and continuous reflectors above the Paleogene unconformity and poorly imaged reflectors below this unconformity is quite clear. Various unconformities are shown on both profiles and an attempt to date them has been made based on the lithostratigraphy of the four boreholes that drilled the Mesozoic sediments and also on the knowledge of the allostratigraphy of the onshore geology.

Seismic profile P74-19 in fig. 11a shows two reverse faults, F1 and F2. Fault F1 displaces the Paleogene unconformity but it is difficult to withdraw any conclusions with respect to the age of thrusting because the profile barely shows any seismic structure on fault F1 hanging-wall. Thrust F2 is located in a less transparent segment of the profile, where the geometric relationship between seismic reflectors is better displayed and the relative geometry of unconformities could be studied. This interpretation shows that F2 is a thrust that does not cross cut the Lower-Upper Cretaceous unconformity.

Interpretation of seismic profile P74-29 in fig. 11b shows that the thrusts F1, F2 and F3, which are carried on the hanging-wall of a partially inverted extensional fault (F4), do not cross cut the Lower Cretaceous-Upper Cretaceous unconformity and also that the Lower Cretaceous sediments on the foot-wall of fault F4 lay unconformably on top of folded by compression Jurassic beds.

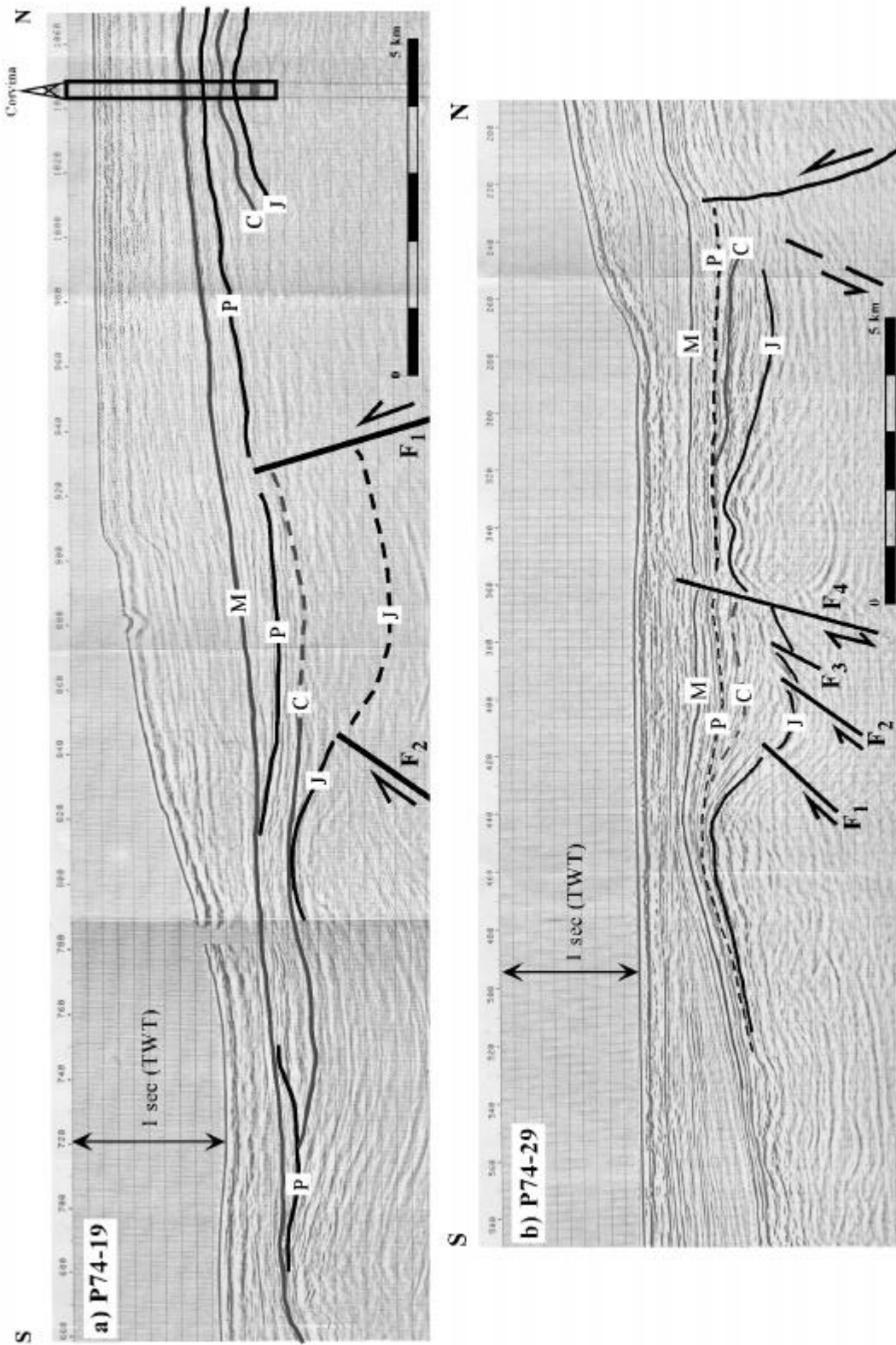


Figure 11- Interpreted seismic profiles showing polyphase tectonic inversion history from pre-Cretaceous to Paleogene times (see fig. 3 for location). J- Jurassic, C- Cretaceous; P- Paleogene; M- Miocene. a) Seismic profile P74-19. Note that reverse fault "F1" does not cross cut the whole Cretaceous sedimentary package and that the Jurassic horizons are more deformed than the Cretaceous ones. Also note that the Paleogene unconformity truncates the folded Mesozoic sediments. b) Seismic profile P74-29. Note that faults F1, F2 and F3 do not cross cut the Cretaceous horizons and that the Cretaceous in the foot-wall of F4 lies unconformably on top of folded Jurassic. Also note that the Paleogene unconformity truncates previously folded structures.

Given the fact that the Mesozoic structures on both seismic profiles are directly overlain and truncated by the Paleogene unconformity and also that folded Jurassic sediments are unconformably overlain by undeformed Lower Cretaceous ones, it appears that both seismic profiles show shortening structures that formed before the main Late Cretaceous–Paleogene tectonic inversion event. According to the present seismic-stratigraphic interpretation the Jurassic-Cretaceous transition is the probable age of formation of these unconformities. Nevertheless, it should be born in mind that the quality of the seismic is not good and that the Mesozoic horizons can be older, which would shift the ages of the early inversion structures accordingly.

Although the tectonic inversion structures shown on these seismic profiles cannot be dated with accuracy they corroborate the general idea that short-lived structural inversion events occurred between episodes of tectonic extension, prior to the onset of the main Late Cretaceous - Paleogene tectonic inversion of the basin.

4. Discussion

4.1 Paleobiogeography, tectonics and eustasy

The history of migration and dispersal of ammonites between the Boreal and Tethyan realms depended on various parameters, such as geographic barriers, facies and ecological parameters like water temperature, water depth and nutrient availability (Ziegler 1981). However, during Jurassic times, when new oceans and epicontinental seas started to form in the middle of Pangea, the blocking and unblocking of seaways must have played a major role on the dispersal of ammonites. This simple mechanism could be triggered by eustatic sea level variations or by tectonic uplift or subsidence of the continents. The opening or closure of water circulation between epicontinental seas and the oceans could directly allow or restrict the circulation of ammonites. Indirectly, it could also influence the dispersal or distribution of groups of ammonites by changing the ecological parameters (Enay and Mangold 1982; Westermann 1993).

Examples of interruption of the migration of ammonoids between the Mediterranean and East-Pacific provinces of the Tethyan realm controlled by both eustatic variations and tectonic uplift in the area of the Central Atlantic were given by Westermann (1993) and also in the North Sea by

Ziegler (1990). The available paleoecological and environmental data relative to the Algarve and Lusitanian basins are synthesized in fig. 12 together with the time interval of the early tectonic inversion episodes, the main erosion unconformities of the two basins and the eustatic curve after Haq et al. (1987). From inspection of fig. 12 the coincidence between various features can be pointed out, as follows.

The end of the Middle-Late Carixian shortening event coincides with the first mixing of Boreal and Tethyan faunas between the Algarve and Lusitanian Basins. Although the erosion unconformity between the Carixian and Domerian is not evident, the lack of upper Carixian ammonite fauna in the Algarve Basin is indicative of environmental perturbation probably associated with basin uplift. Inspection of the eustatic curve shows a sea level drop from Late Carixian to Late Domerian times, which would not favor the paleogeographic conditions for communication between the two basins. The coincidence of this sea level drop with normal faulting after shortening leads us to admit that the tectonic subsidence that caused stretching of the basin was the cause of the Domerian transgression and first communication between the Algarve and Lusitanian Basins. The Lower-Upper Domerian unconformity was either caused by basin uplift of undetermined origin or by a short term sea level drop that can be observed in fig. 12 associated with diminution of subsidence rate.

Interruption of communication between the Algarve and Lusitanian Basins in the Toarcian-Aalenian transition is indicated by the segregation of the Tethyan ammonites in the Lusitanian Basin in Aalenian times, during continuous Toarcian-Aalenian pelagic sedimentation (Rocha et al. 1996). In the Algarve Basin sedimentation was interrupted after deposition of the pelagic Lower Toarcian and resumed in Late Aalenian (?)-Early Bajocian times with shallow water calciclastic limestones. These events occurred during the Late Toarcian through Early Aalenian sea level rise. Altogether, these features point towards a tectonic origin, i.e. a basin uplift, for the paleogeographic modifications that once more disconnected the two basins and exposed the Algarve Basin to erosion during Toarcian-Aalenian times. However, the lack of structural information associated with the Lower Jurassic-Middle Jurassic unconformity does not allow any conclusion about the stress field associated with this uplift.

Confinement of the Algarve Basin occurred in the Late Bathonian-Middle Callovian time interval as indicated by the abundance of pyritised fauna and gypsum nodules. This short-lived paleographic event was followed by the re-establishment of open marine conditions in

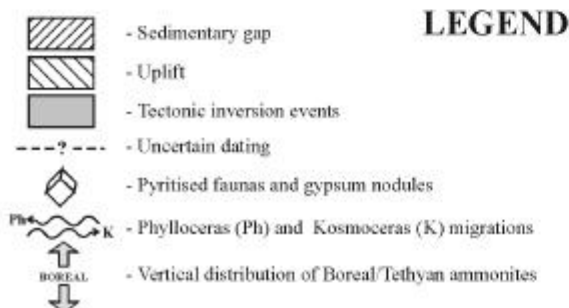
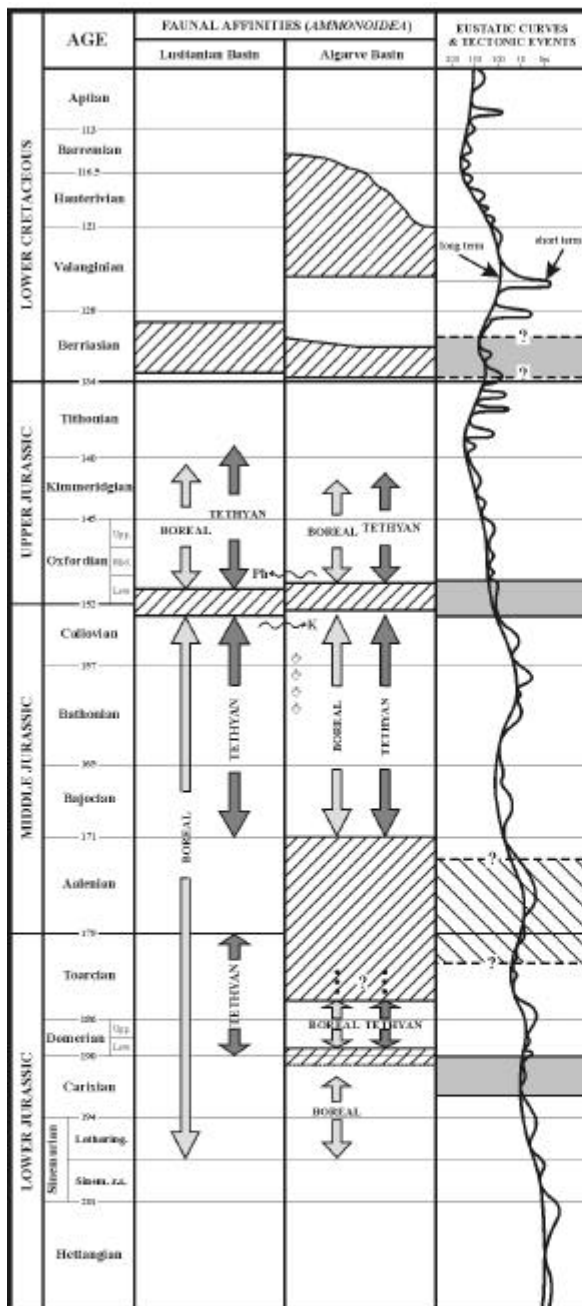


Figure 12- Diagram correlating the sedimentary gaps and the paleogeographic affinities based on ammonites in the Lusitanian and Algarve Basins, the eustatic curve (after Haq et al., 1987) and the early transient tectonic inversion events in the Algarve Basin.

Note:

1st- The synchrony between sedimentary gaps and compressive episodes of Late Carixian, Late Callovian-Early Oxfordian and Late Tithonian-Berriasian ages in the Algarve Basin. Only the Toarcian-Aalenian sedimentary gap has not been demonstrated to be associated with a compressive event.

2nd- The first mixing of Boreal and Tethyan ammonite faunas occurred immediately after the end of the Late Carixian compressive episode, when stretching and subsidence resumed.

3rd- Confinement of the Algarve Basin during the Late Bathonian-Middle Callovian time interval, possibly associated with a sea level drop, is indicated by the presence of pyritised fossils and gypsum crystals.

4th- The Late Callovian migration of the Boreal *Kosmoceratidae* into the Algarve Basin coincided with the end of the confinement of the basin. The migration of the Tethyan *Phylloceratidae* into the Lusitanian Basin occurred immediately after the Late Callovian-Early Oxfordian compressive/uplift event when subsidence and stretching resumed.

Late Callovian times when the Boreal *Kosmoceratidae* arrived in the basin. The cause of the Late Bathonian-Middle Callovian confinement of the Algarve Basin was probably an eustatic sea level drop as suggested from inspection of the *Haq et al.* (1987) eustatic curve (see fig. 12).

The Callovian erosion unconformity and depositional hiatus that lasted until the Upper and Middle Oxfordian in the Algarve and Lusitanian Basins, respectively, was caused by basin uplift since the long term eustatic curve shows a constant sea level rise during this time interval and the short term fluctuations are of low amplitude. The existence of shortening structures with regional significance of this age located in different parts of the Algarve Basin clearly indicates a transient compressive field in the basin during this time interval. The fact that the Callovian-Oxfordian uplift event, which was common to all Iberian basins, was not accompanied by total segregation of neither Boreal nor Tethyan ammonite faunas suggests that the continental rifted margins around the southwestern corner of Iberia had already experienced sufficient subsidence and tectonic differentiation into shallow and deep water domains in order to allow the maintenance of a broad ecological equilibrium by means of uninterrupted marine communication between the Boreal and Tethyan realms. Nevertheless, the migration of the Tethyan *Phylloceratidae* from the Algarve Basin to the Lusitanian Basin after the Callovian-Oxfordian transient tectonic inversion event was probably a manifestation of ecological re-arrangement.

The Upper Jurassic-base Cretaceous erosion unconformity also coincides with the occurrence of regional scale shortening structures, which again indicates the onset of a transient compressive stress field. The lack of ammonite faunas in the Lower Cretaceous of the Algarve and Lusitanian Basins and lack of paleoecological data based on other taxa does not allow an attempt of correlation between paleoecological modifications, the structural inversion of Late Jurassic-Early Cretaceous age and the long term eustatic curve which shows a sea level drop in the Late Tithonian-Early Berriasian and another one from Late Berriasian to Middle Valanginian times. Although the cause for the transient compressive field remains unknown it should be born in mind that these were times of important plate re-arrangement in the North Atlantic: a transient compressive event accompanied by volcanism is also recorded in the Lusitanian Basin (Terrinha et al. 1995) and a 90° change of the extension direction in the northern North Sea and offshore Newfoundland also caused a transient compressive episode (Fossen 1989; Sinclair 1995; Thomas and Coward 1995).

The fact that important paleo-ecological changes associated with closure or establishment of seaways between the Algarve and Lusitanian Basins coincide in geological time with the onset of transient compressive episodes that caused uplift and erosion of the Algarve Basin suggests that there was some correlation between the two processes.

4.2. What mechanism originated the early transient compressive events?

A series of mechanisms that cause inversion of sedimentary basins were summarized by Coward (1994) such as, i) isostatic rebound, ii) salt diapirism, iii) lithospheric heating and underplating, iv) extensional faulting, v) horizontal plate movement, vi) strike-slip tectonics and vii) rotational block faulting. Only two of these mechanisms can generally cause shortening of rift basins, i.e. basin scale compressive field, which are horizontal plate movement and strike-slip tectonics.

Since the Algarve Basin was located along the external margin of a trans-tensional shear zone that separated Africa from Iberia during Jurassic through Early Cretaceous times and also because convergent plate movements between Africa and Iberia during this time interval have not been reported (e.g. Malod and Mauffret 1990; Srivastava et al. 1990; Dewey et al. 1992), strike-slip tectonics appears to be a plausible mechanism to have caused the described transient tectonic inversion episodes. Because the Algarve Basin developed as a pull-apart basin, episodic reversals of the strike-slip movement along the southern Iberia trans-tensional shear zone would invert the main NE-SW trending extensional faults. The necessary condition for this to occur is that the rate of spreading of the western Iberia rift episodically overcame the rate of drift of Africa (fig. 13).

Although this is quite a satisfactory kinematic model to account for the tectonic inversion in pull-apart basins there are two drawbacks for the Algarve Basin case. Firstly, to the author's knowledge, reversals of the movement between Africa with respect to Eurasia during Jurassic times have not been described. Secondly, this kinematic model accounts well for the inversion of NE-SW to E-W extensional faults, which is not the case of the WNW-ESE striking Praia de Belixe thrust (Early Jurassic inversion). Thus, two alternative speculative models are presented below.

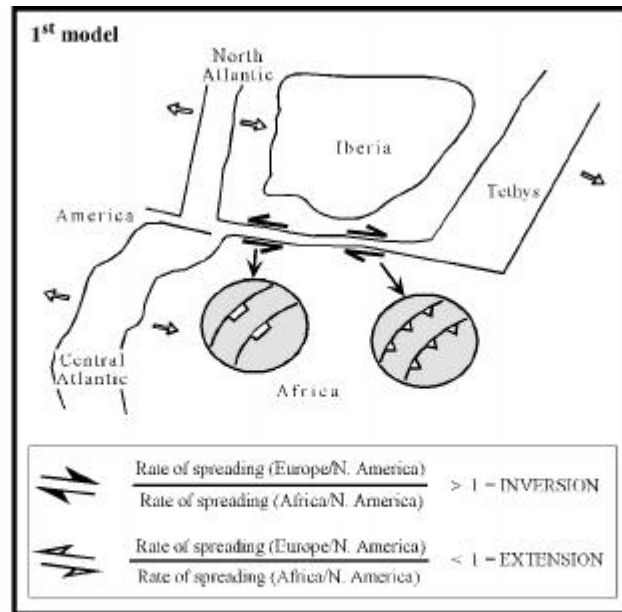


Figure 13- Causes of the early transient tectonic inversions: 1st model. Reversals of the relative motions of Africa with respect to Iberia could account for transient transpressional tectonics causing short-lived interruptions of the long lasting transensional regime.

In what concerns transient compressive episodes between phases of rifting, various mechanisms based on plate interaction or plate driving mechanisms have also been proposed, such as, i) transpression associated to rotation of basin extension direction and ii) ridge-push (see section 1.1. of this work for details).

A change of extensional directions has been indicated as the cause for the Late Jurassic-Early Cretaceous tectonic inversion of the North Sea (Fossen 1989; Thomas and Coward 1995; Sinclair 1995). Although the Algarve Basin felt since its early times of stretching the influence of both Neo-Tethys and Atlantic rifts the tectonic extension associated with each one of them was accommodated on different fault sets, which were inherited from the Late Variscan fracturing event.

Ridge-push related to incipient stages of opening of oceanic ridges has been proposed for the origin of Early Jurassic inversion of basins of eastern USA (Withjack et al. 1998). This is a plausible mechanism to cause tectonic inversion but it cannot have been the only one that acted in the Algarve Basin, firstly because there are three tectonic inversion episodes (Late Carixian at +/- 190Ma, Middle-Late Jurassic transition at +/- 152Ma and Jurassic-Cretaceous transition at +/- 134Ma, after Haq et al. 1987) and secondly, because the formation of Jurassic oceanic crust between Iberia and Morocco, west of Gibraltar, has not been demonstrated.

The second model proposed in this work (fig. 14) assumes that the Mesozoic basin located south of the Algarve Basin, i.e. presently located between the Guadalquivir Ridge and the cryptic Azores-Gibraltar Fracture Zone, experienced more stretching than the Algarve Basin during Mesozoic times. This assumption is based on the fact that the Guadalquivir Ridge constitutes a horst that separates two Mesozoic basin domains, the southern one of which was located in the more internal part of the Africa-Iberia trans-tensional shear zone. Sitting on thinner lithosphere than the Algarve Basin, this area could have experienced uplift during rift events (McKenzie, 1978), thus causing compression along the external adjacent domains (Artyushkov, 1973), such as the Algarve Basin, which constituted the weak transition between non-stretched cold and strong continental lithosphere and highly thinned hot and weak lithosphere (fig. 14). This mechanism is analogous to the ridge-push one proposed by Withjack et al. (1998) for the eastern USA margin.

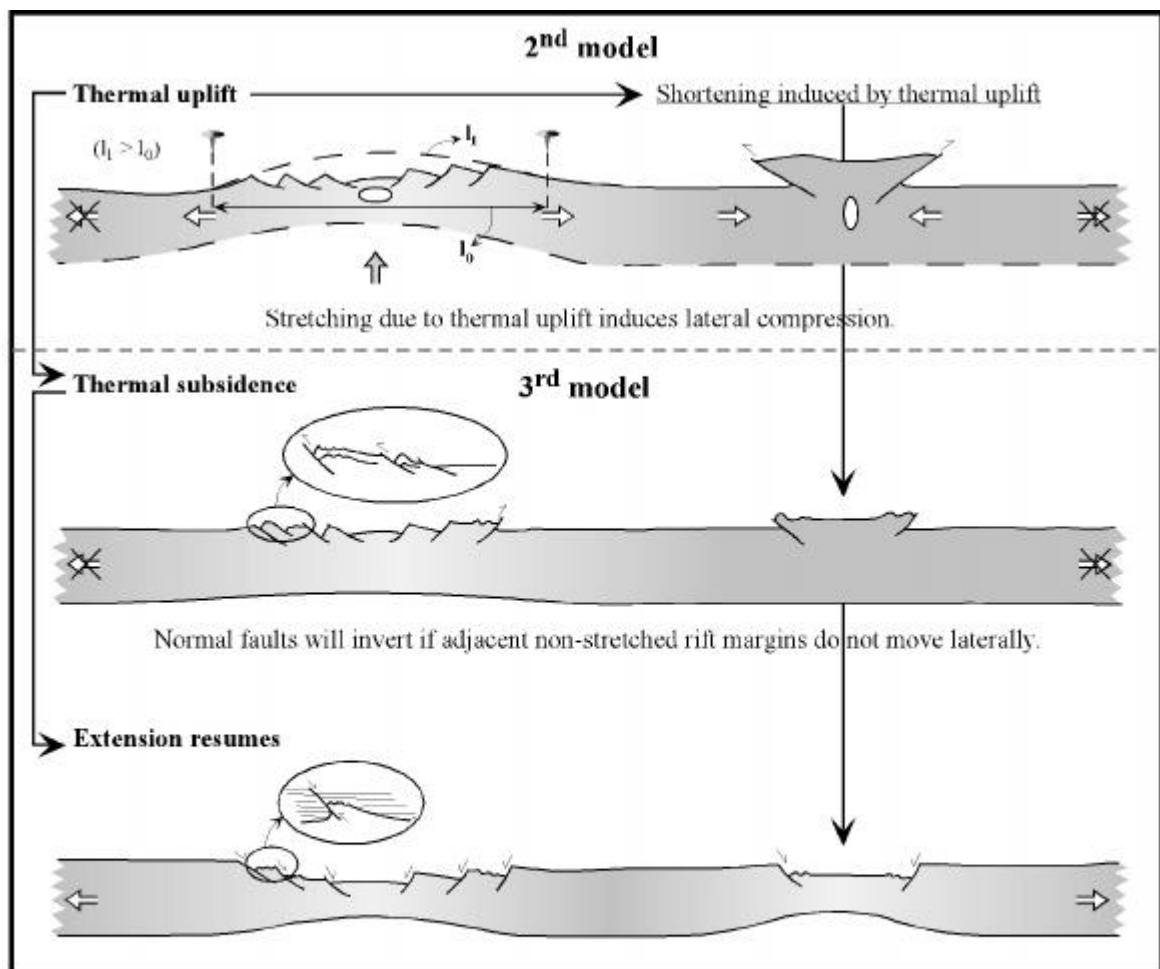


Figure 14- Causes of the early transient tectonic inversions: 2nd and 3rd models. A three stage diagram illustrates two possible mechanisms. A first mechanism occurs in the first stage of extensional deformation. Lateral compressive stresses occur as a consequence of the elevation of the extended crust due to thermal uplift, a process similar to what happens around mid-oceanic ridges as shown by the world stress map (Zoback et al., 1992). A second mechanism occurs during thermal subsidence. If the stretching caused by the thermal uplift is not compensated by lateral divergent movement of the rift flanks then, the stretched lithosphere, l_1 , has to shorten to fit into the unstretched lithosphere length, l_0 .

A third model is depicted in fig. 14, according to which, a basin that has undergone uplift during stretching can possibly be shortened during thermal subsidence if the unstretched marginal continents do not move away from each other sufficiently. This could apply to Iberian basins since the continent was being stretched in various directions in Mesozoic times.

5. Conclusions

The data and interpretations presented in this work led to the following conclusions:

i) the Algarve Basin formed by a series of rift events, each one of them lasted tens of million years, that alternated with at least three short-lived tectonic compressive episodes that lasted less than 5 million years each;

ii) the coincidence of the ages of the shortening structures and erosion unconformities strongly suggests that erosion and uplift was caused by the onset of a transient compressive stress field;

iii) the coincidence in time of the transient compressive episodes, the formation of erosion unconformities and the separation or migration of the Tethyan and Boreal ammonite faunal assemblages in the Algarve and Lusitanian Basins suggests that the paleoecological modifications were caused by the closure or opening of marine communication between the two basins around the SW corner of Iberia due to uplift induced by the transient compressive episodes.

ACKNOWLEDGMENTS

Thanks are due to João Cabral who kindly reviewed the manuscript. Pedro Terrinha thanks the Fundação para a Ciência e Tecnologia de Portugal and the British Council for a Ph.D. grant. Cidália Lopes benefited from a Ph.D. scholarship from the Fundação para a Ciência e Tecnologia de Portugal through the project EPROMAP.

REFERENCES CITED

- Arthaud, F. and Choukroune, P. 1976. Mise en évidence d'une phase de compression à 3.5 Ma séparant deux épisodes d'ouverture du rift océanique de Tadjourah (T.F.A.I.). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 283.
- Arthaud, F. and Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. Geol. Soc. Am. Bull. v.88, pp. 1305-1320.
- Artyushkov, E.V. 1973. Stresses in the lithosphere caused by crustal thickness inhomogeneities. J. Geophys. Res. vol. 78, N°32, November 10.
- Brodie, J. and White, N. 1995. The link between sedimentary basin inversion and igneous underplating. Basin Inversion, Spec. Publ. Geol. Soc. N°88, ed. J. G. Buchanan and P. Buchanan, p. 21-38.
- Choffat, P. 1887. Recherches sur les Terrains Secondaires au Sud du Sado, Com. Comissão Trav. Geol. Portugal, Lisboa, t.I, fasc. II, pp. 22-312.
- Correia, F. M. C. 1989. Estudo biostratigráfico e microfácies do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve), PhD thesis, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal.
- Coward, M. P., 1994. Inversion Tectonics. In Hancock P. (ed.) Continental Deformation, Pergamon Press, pp.305-319.
- Coward, M. P. 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basin development. Earth and Planetary Science Letters, 80, 325-336.
- Coward, M. and Dietrich, D. 1989. Alpine tectonics- an overview. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park R.G. (eds.) Alpine tectonics, Geol. Soc. Sp. Publ., n°45, pp.1-29.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H., Knott, S.D. 1989. Kinematics of the Western Mediterranean. In Coward, M.P., Dietrich, D., Park R.G. (eds.) Alpine tectonics, Geol. Soc. Sp. Publ., n°45, pp. 265-283.
- Enay, R. and Mangold, C. 1982. Dynamique biogéographique et évolution des faunes d'Ammonites au Jurassique. Bull. Soc. Géol. France, t.XXIV (7), n°5-6, p. 1025-1046

- Fossen, H. 1989. Indication of transpressional tectonics in the Gullfaks oil-field, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, vol 6.
- Fourcarde, E., Azéma, J., Cecca, F., Bonneau, M., Peybernés, B., Dercourt, J. 1991. Essai de reconstitution cartographique de la paléogéographie et des paléoenvironnements de la Téthys au Tithonique supérieur (138 à 135 Ma), *Bull. Soc. Geol. France*, 162, 6, pp. 1197-1208.
- Haq, B. U., Hardenbol, J. and Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic. *Science*, 235, 1153-1165.
- Knott, J. D., Beach, A., Welbon, A. I., Brockbank, P. J. 1995. Basin inversion in the Gulf of Suez. In Basin Inversion. *In* Buchanan, J. G. and Buchanan, P. (eds.) *Spec. Publ. of the Geol. Soc.* N°88, p. 59-82.
- Kullberg, M.C.R. 1996. Estudos tectónicos e fotogeológicos nas Serras de Sintra e Arrábida. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, PhD thesis, p. 187.
- Livermore, R. A. and Smith, A. G. 1985. Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean region. *In* Stanley, D. J. and Wezel, F. C. (eds) *Geological evolution of the Mediterranean Basin*, 84-98. Springer-Verlag, Berlin.
- Malod, J.A. and Mauffret, A. 1990. Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics*, 184, 261-278.
- Manuppella, G., Ramalho, M., Telles Antunes, M., Pais, J. 1987. Carta geológica na escala 1/50 000, da Folha 53-A. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Manuppella, G. 1988. Litoestratigrafia e tectonica da Bacia Algarvia. *Geonovas*, vol. 10, pp. 67-71, Lisboa.
- Manuppella, G. 1992. Carta geológica da região do Algarve, escala 1/100 000, Serv. Geol. Portugal.
- Marques, B., Oloriz, F., Rodriguez-Tovar, F.J. 1991., Interactions between tectonics and eustasy during the Upper Jurassic and lowermost Cretaceous. Examples from South Iberia, *Bull. Soc. Geol. France*, 162, n°6, pp. 1109-1124.
- Martins, L. M. N. C. T. S. 1991. Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Portugal, PhD thesis, 418 p.

- McKenzie, D. 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25-32.
- Medeiros-Gouvêa, A. 1938. Algarve (Aspectos Fisiográficos). Faculdade de Letras da Universidade de Coimbra, Portugal, PhD thesis, p. 157.
- Mouterde, R. 1971. Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique, *Cuad. Geol. Iberica*, Madrid, nº2, pp.21-31.
- Rey, J. 1983. Le Crétacé de l'Algarve: Essai de synthèse. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t.69, f.1, Lisboa
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R., Soares, A., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F. 1979. Introduction à la géologie générale du Portugal, *Serv. Geol. Portugal*, 114p.
- Rocha, R. B. 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental, PhD thesis, Universidade Nova de Lisboa.
- Rocha, R.B. (coord.) and others 1996. The first and second rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. Unpublished final report of Project MILUPOBAS, EC contract nº JOU2-CT94-0348, Lisboa.
- Sinclair, I. K., 1995- Transpressive inversion due to episodic rotation of extensional stresses in Jean d'Arc Basin, offshore Newfoundland. *In* Buchanan J. G. and Buchanan P. Basin Inversion, *Spec. Publ. Geol. Soc.* Nº.88, ed., p. 249-271.
- Srivastava, S. P., Roest, W. R., Kovacs, L. C., Oakey, G., Levesque, S., Verhoef J., Macnab, R. 1990. Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin, *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Terrinha, P., Coward, M. P., Ribeiro, A. 1994. Extensional and inversion tectonics in the Algarve Basin, South Portugal. Annual Congress of the Geological Society of Germany (DGG '94), Heidelberg. Book of Abstracts.
- Terrinha, P., Ribeiro, A., Silva, J.B., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, J.C., Moita, C., 1995. Tectonic evolution of the Lusitanian Basin: Variscan heritage and early inversion, Abstract supplement Nº1 to *Terra Nova*, Vol. 7, p. 278, EUG VII, Strasbourg, 9-13 April 1995, *Terra abstracts*.

- Terrinha, P., 1998. Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin. PhD thesis, Imperial College, University of London, U.K., 428p.
- Terrinha, P. and Ribeiro, C., 1998. Nódulos de Sílex e veios de quartzo hospedados na Formação “Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex”, de idade Carixiana. Praia do Belixe, Algarve. Actas do V Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, 4p.
- Thomas, D. W. and Coward, M. P., 1995. Late Jurassic-Early Cretaceous inversion of the Northern East Shetland Basin, northern North Sea. *In* Buchanan, J. G. and Buchanan, P. (eds.) Spec. Publ. of the Geol. Soc. N°88, p. 275-306
- Westermann, G. E. G. 1993. Global bio-events in mid-Jurassic ammonites controlled by seaways. *In* M.R. House (ed.) The Ammonoidea: environment, ecology, and Evolutionary Change. Systematics Association Special Volume n° 47, pp.187-226. Clarendon Press, Oxford.
- Withjack, M. O., Olsen, P. E., Schlische, R. W., 1995. Tectonic evolution of the Fundy rift basin, Canada: evidence of extension and shortening during passive margin development. *Tectonics*, v.14, p.390-405.
- Withjack, MO., Schlische, R. W., Olsen, P.E. 1998. Diachronous rifting, drifting and inversion on the Passive Margin of Central Eastern North America: An analogue for other Passive Margins. *AAPG Bulletin*. V. 82.N° 5A (May, Part A). pp. 817-835.
- Ziegler, B. 1981. Ammonoid Biostratigraphy and Provincialism: Jurassic-Old World. *In* House M.R. and Senior J.R. (ed.), The Ammonoidea Systematics Association Special Volume n° 18, pp.433-457. Academic Press, London.
- Ziegler, B. Ziegler, P. A. 1990. Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 2nd ed., p. 239. Den Haag.
- Zoback, M. L. and others 1992. World Stress Map, *Journal of Geophysical Research*, vol.97, NB8.

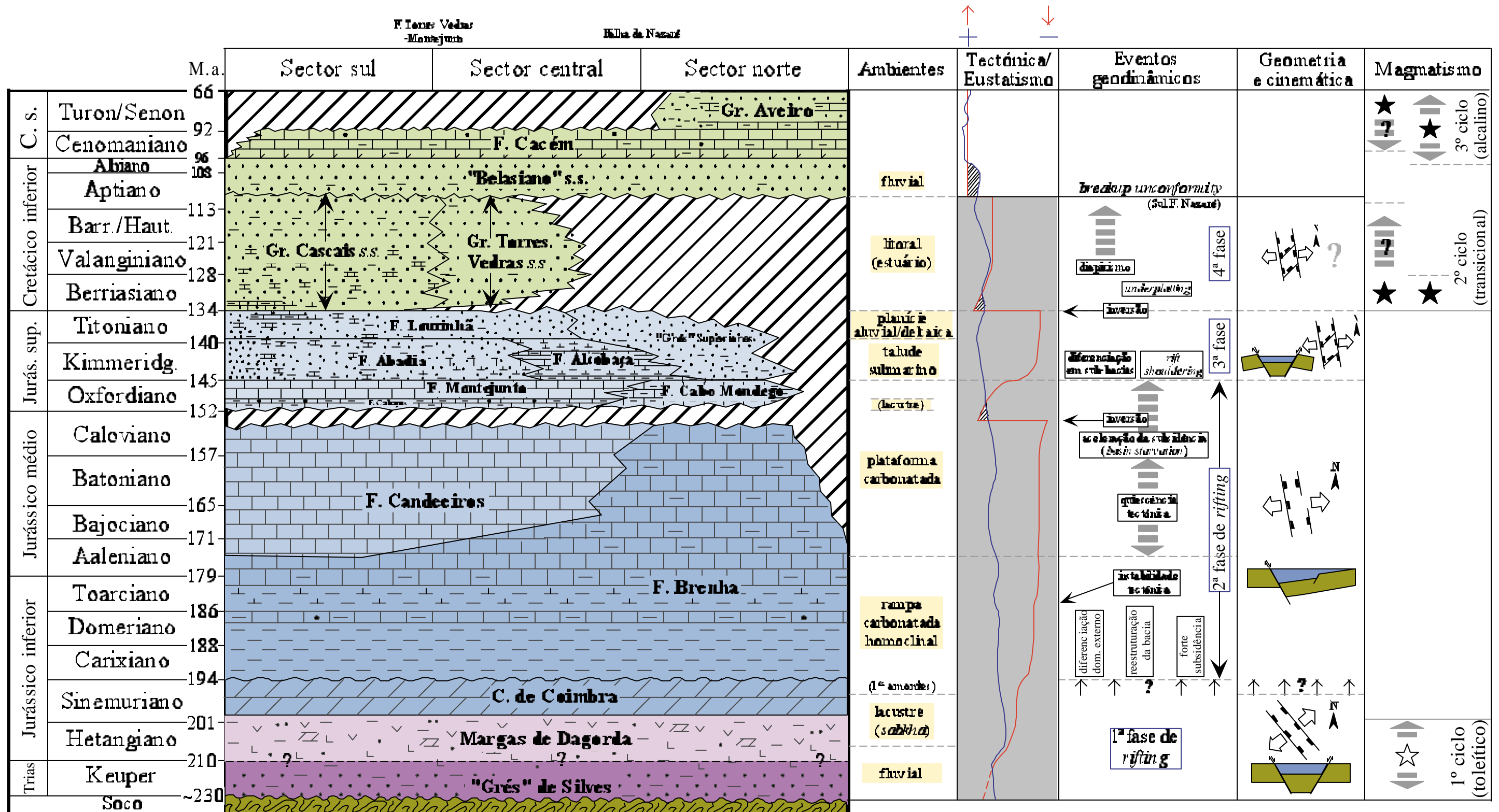
CAPÍTULO III

SÍNTESE E CONCLUSÕES

(QUADRO VII)

QUADRO VII

Síntese geral da evolução da Bacia Lusitânica



Quadro das unidades litostratigráficas adaptado de GPEP (1986), R. ROCHA *et al.* (1996), E. RASMUSSEN *et al.* (1998) e J. REY (1999).
 Curva eustática (de 2ª ordem) de B. HAQ *et al.* (1998)

↑ ↓ *uplift/subsidência*
 + - *subida/descida eustática*
 ★ ☆ *magnetismo no interior/exterior da bacia*

O registo mais antigo de sedimentos na Bacia Lusitaniana, depositados em regime fluvial continental sobre topografia permo-triásica, apontam para idade Triásico superior e assentam sobre o soco varisco. Passam, transicionalmente, no Hetangiano, a sedimentos depositados em ambiente de tipo *sabkha*, com profundidades de água negligenciáveis; os evaporitos resultantes, acumulados numa sequência relativamente espessa, vão desempenhar papel importante em estádios mais avançados da evolução da bacia, nomeadamente na caracterização do estilo tectónico. O aumento progressivo da subsidência da bacia e o aumento da influência marinha originam, no Sinemuriano, uma sedimentação carbonatada, predominantemente dolomítica. Este estágio inicial de desenvolvimento da bacia corresponde à primeira fase de *rifting* mesozóico, com vulcanismo associado, que afectou a margem ocidental ibérica.

No Triásico-Hetangiano a bacia estruturou-se segundo uma geometria em *graben*, ao longo de falhas com direcção NNW-SSE a NW-SE. Quanto à cinemática, deduzida de falhas sinsedimentares com estrias e pela geometria das principais estruturas, verifica-se que o campo de tensões extensional apresentava direcção NE-SW (Fig. III.1).

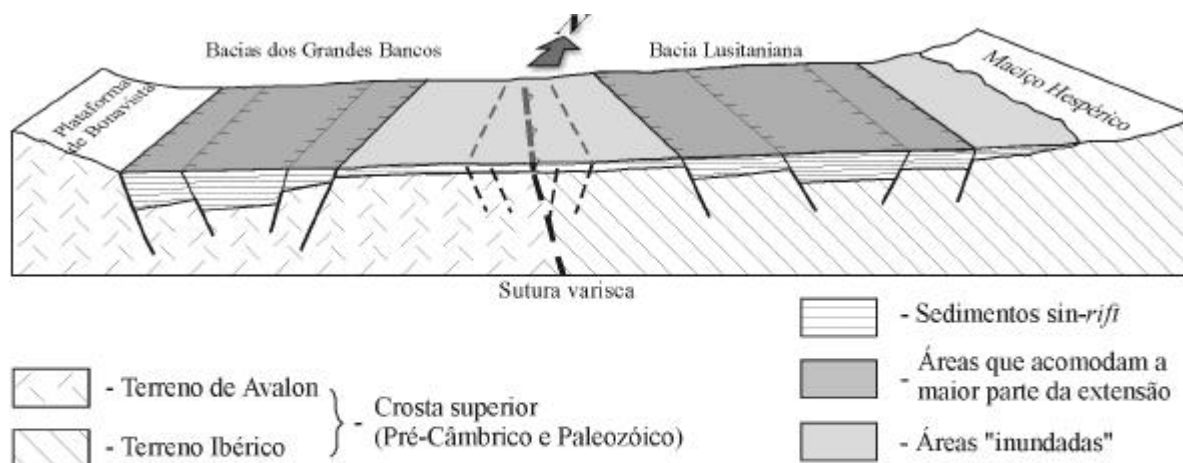


Fig. III.1 - Modelo tridimensional que representa as relações geométricas entre as bacias localizadas entre a Ibéria e a Terra Nova, assim como a forma da sua estruturação, durante a 1ª fase de *rifting* (Triásico-Hetangiano). (Representação apenas da crosta superior).

Durante o Sinemuriano - início do Carixiano, observa-se transformação profunda na geometria e cinemática da Bacia Lusitaniana. Ela passa a estruturar-se em *half graben*, basculado para Oeste, limitada pelo relevo estrutural da Berlenga. Em direcção ao Maciço Hespérico a espessura de sedimentos diminuirá progressivamente, encontrando-se o seu limite provavelmente uma a duas dezenas de quilómetros para além do limite Este da bacia, actualmente representado pela falha de Porto-Tomar.

O campo de tensões apresenta extensão máxima segundo direcção aproximada E-W, que se manterá até o final da bacia, próximo do topo do Cretácico inferior. As principais falhas que irão acomodar a distensão têm direcção entre N-S e NNE-SSW. A mudança de direcção, poderá estar relacionada com reajuste da subplaca ibérica, relativamente ao continente africano.

É também a partir desta altura que parece começar a diferenciar-se um domínio externo da bacia, a Oeste do *horst* da Berlenga. Deste modo, a Bacia Lusitaniana passa a constituir uma bacia interna, desenvolvida sob mar epicontinental, com distensão atenuada, mais concentrada numa região central, entre a Ibéria e a Terra Nova; a maior extensão crostal definida neste domínio será a responsável pela localização, mais tarde, do *rift* que conduzirá à separação entre a Eurásia e a América do Norte.

Desde o Carixiano, até o final do Jurássico médio, a Bacia Lusitaniana desenvolve-se em período de quiescência tectónica. Apesar de alguma distensão, o desenvolvimento da sequência sedimentar, em plataforma carbonatada, bastante uniforme em termos de

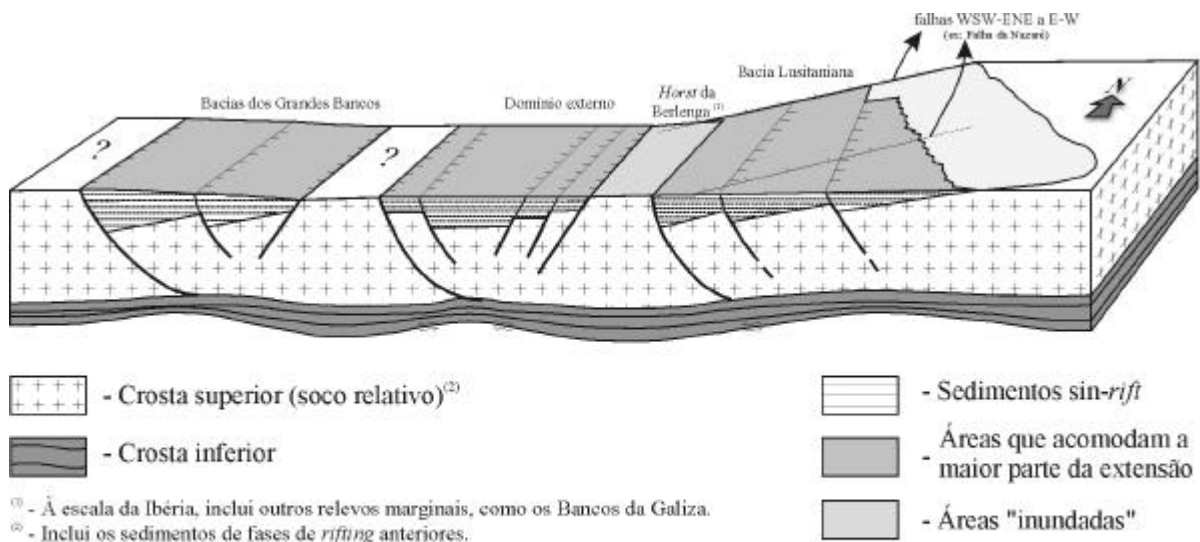


Fig. III.2 - Modelo tridimensional que representa as relações geométricas entre as bacias localizadas entre a Ibéria e a Terra Nova, assim como a forma da sua estruturação durante a 2ª (?) fase de *rifting* (Sinemuriano-Carixiano).

profundidade do meio de sedimentação, efectua-se principalmente por subsidência flexural. Excepções a este quadro geral são reconhecidas em episódios de alguma actividade tectónica pontual, nomeadamente no Toarciano inferior, onde paleossismicidade fica registada nos sedimentos (Fig.III.2)

No entanto, é neste intervalo que se reconhece alguma subsidência diferencial, controlada por falhas muito oblíquas quer às principais falhas da bacia, atrás referidas, quer à direcção principal da distensão. Com efeito, sobretudo na falha da Nazaré, a sequência sedimentar apresenta maior espessura para Norte. As diferenças de espessuras devem-se ao facto das principais falhas de transferência de movimento não apresentarem geometria vertical, e o movimento não se exercer apenas ao longo da sua direcção.

A distensão acelera, progressivamente, a partir do Caloviano. A bacia aprofunda-se e transforma-se numa *starved basin*, confirmada por escorregamentos gravíticos, de Este para Oeste, de áreas mais elevadas para áreas mais profundas (p. ex.: Jurássico médio da Serra de Alvaiázere).

Esta tendência de aprofundamento progressivo e aceleração da distensão, continua até ao topo do Oxfordiano, a partir do qual a bacia sofre profundas modificações. No entanto, no intervalo Caloviano superior-Oxfordiano médio, a aceleração que se vinha a verificar é interrompida por episódio compressivo, provavelmente devido a intumescência térmica no

domínio externo, que terá induzido compressão lateral na bacia Lusitaniana (modelo 2, Fig. 14 in TERRINHA *et al.*, submetido, *vide* Cap. II.12).

O recomeço da distensão no Oxfordiano médio-superior, reestabelece as condições de plataforma carbonatada, mas prenuncia já transformações profundas na estrutura da bacia, através da activação local de falhas neoformadas (p.ex: falha do vale inferior do Tejo) e tendência para simetria segundo a direcção E-W.

A partir da base do Kimmeridgiano a bacia responde a novo ciclo de *rifting*, através da entrada maciça de fluxos clásticos provenientes, mais ou menos simetricamente, do bordo oeste, o bloco da Berlenga, e de um novo bordo tectónico activo, no lado este da bacia. Os acarreios detríticos provenientes de Este evidenciam pela primeira vez *rift shouldering* naquele quadrante. A bacia torna-se geograficamente mais estreita e tectonicamente estrangida, uma vez que passa a receber materiais provenientes do desmantelamento da antiga plataforma carbonatada instalada sobre o Maciço Hespérico. Retoma estrutura em *graben*, mas continua condicionada por falhas com direcção N-S a NNE-SSW e distensão E-W (Fig.III.3).

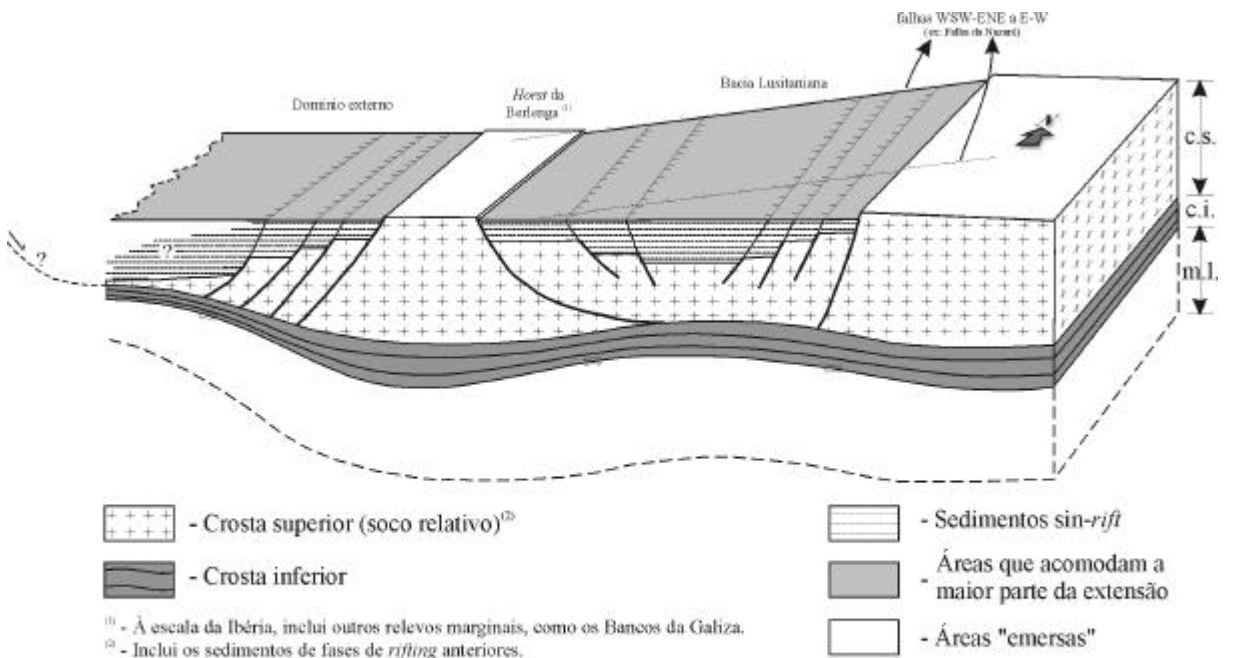


Fig. III.3 - Modelo tridimensional que representa as relações geométricas entre a Bacia Lusitaniana e o Domínio externo, assim como a forma da sua estruturação durante a 3ª fase de *rifting* (Oxfordiano sup.-Kimmeridgiano inf.). c.s.: crosta superior; c.i.: crosta inferior; m.l.: manto litosférico (sem escala).

A bacia aprofunda-se rapidamente e reparte-se em diversas sub-bacias, entre a falha da Nazaré e a região de Lisboa. A falha de Torres Vedras-Montejunto assume, a partir desta altura, papel preponderante na separação de sectores da bacia.

Até o final do Jurássico superior, segue-se tendência para a colmatação progressiva, com a passagem de eixo central relativamente profundo e coluna de água relativamente espessa, para ambientes cada vez menos profundos, até terminar, em particular no sector central, por sistema fluvial subcontinental. É a partir do Jurássico superior que a região de Sintra-Cascais-Arrábida ocidental mantém características de ambientes sistematicamente de maior profundidade. Isto significa que, durante o intervalo considerado, a bacia se reduziu a um golfo com raras comunicações com o domínio externo a Oeste.

Aquela tendência continua durante o Cretácico inferior. No entanto, do ponto de vista dinâmico, profundas alterações se verificam. Novo episódio de *rifting* inicia-se na base do Cretácico inferior, acompanhado de magmatismo. É novamente antecedido de inversão tectónica, provavelmente devido a causa idêntica à da inversão anterior. Apesar do evento de *rifting*, que regra geral se inicia por empolamento crostral, seguido de subsidência térmica e distensão, não mais se vão encontrar na bacia evidências destes dois últimos processos.

O magmatismo do Cretácico inferior é o responsável pelo diapirismo na Bacia Lusitaniana. Não existem evidências de diapirismo durante o Jurássico superior, excepto, localmente, algum movimento horizontal, produzindo-se pequenas almofadas de sal que, de forma alguma justificam a criação de relevos responsáveis pela variabilidade lateral das espessuras das diferentes unidades litostratigráficas.

Pode também concluir-se que as propriedades reológicas dos evaporitos não permitem, sob as condições distensivas mais fortes a que a bacia esteve sujeita (durante o Jurássico superior, demonstrado pelas maiores taxas de acumulação de sedimentos) e a maior mobilização das falhas do soco, que os evaporitos ascendam diapiricamente. As razões podem ser várias: i) pequena diferença de densidade entre os evaporitos e a cobertura; ii) baixo contraste mecânico (diferença de viscosidade) entre ambos; iii) elevada capacidade confinante da cobertura conferida, por exemplo, por comportamento dúctil sob condições de estiramento. Apenas a introdução de fluidos e de calor, e conseqüente aumento da pressão, terá: i) diminuído a densidade dos evaporitos; ii) diminuído a sua viscosidade, e iii) baixado a capacidade de resistência à rotura dos sedimentos subjacentes.

A construção de modelos analógicos para melhor estabelecer as condições de fronteira no comportamento do nível evaporítico relativamente à cobertura, poderá contribuir para melhor constreger o modelo proposto.

A actividade diapírica cessa no Aptiano inferior, havendo reactivações tardias, em particular dos seus bordos, que evidenciam grande contraste reológico durante a inversão miocénica. Nem a subsidência passiva, devida à ascensão dos evaporitos, é suficiente para estabelecer zonas deprimidas, durante este período, conducentes à acumulação de sequências sedimentares espessas e de fácies não continentais.

Desta forma, o magmatismo poderá estar associado a acreção astenosférica sob o manto litosférico (*underplating*) (Fig.III.4) que pode explicar de forma integrada:

i) o próprio magmatismo, mesmo o do 3º ciclo magmático, que poderá ter sido despoletado por libertação de tensões superficiais, e conseqüente fusão parcial do magma;

ii) a ausência de subsidência térmica no Cretácico;

iii) a ausência de distensão;

iv) a ocorrência de um Moho planar (*flat Moho*) sob a bacia Lusitaniana (MATIAS, 1996; STAPEL *et al.*, 1999);

v) a assimetria com as bacias a Norte, relativamente à geometria das *breakup unconformities*;

vi) em parte, a topografia do Esporão da Estremadura. Assim, o relevo estrutural do Maciço Calcário Estremenho, relativamente ao sector a Norte da falha da Nazaré, não se deverá exclusivamente à inversão miocénica. Pode ainda explicar a concentração de vulcanismo, nesta mesma área, no final do Cretácico [maciço ígneo de Sintra, complexo vulcânico de Lisboa e Runa, e complexo de Mafra (?)].

Outras conclusões de carácter geral podem ainda ser referidas.

A tectónica de estilo *thick skinned* é dominante na estruturação da Bacia Lusitaniana, nas etapas distensivas; falhas lítricas descolando no nível evaporítico são raras e normalmente confinadas ao seu bordo.

A falha de Torres Vedras-Montejunto assume importância essencialmente a partir do Jurássico superior, mais exactamente no Kimmeridgiano, sendo responsável pelas seguintes evoluções diferenciais:

i) maior espessura de sedimentos, a Norte;

ii) confinamento do vulcanismo e diapirismo, a Norte;

iii) confinamento da truncatura da *breakup unconformity*, a Norte;

iv) confinamento do magmatismo do final do Cretácico, a Sul.

A divisão da bacia em três sectores só parece, pois, evidente, a partir do Kimmeridgiano e a localização desses sectores proposta por R. ROCHA & A. SOARES (1990) parece ser a mais apropriada.

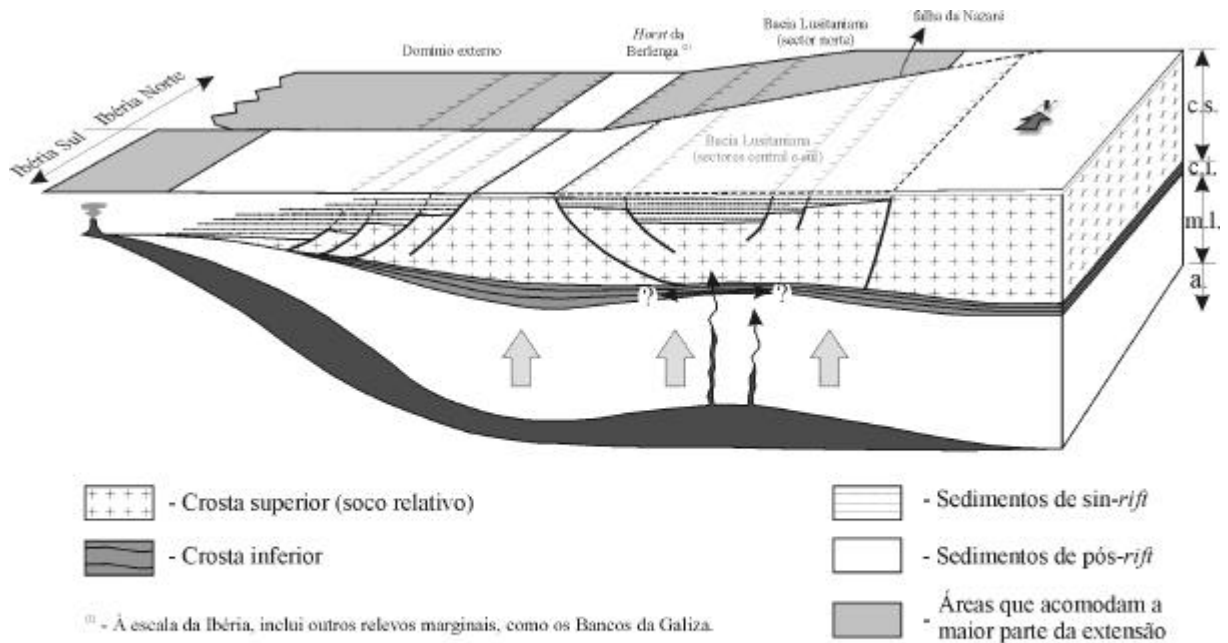


Fig. III.4 - Modelo tridimensional que representa as relações geométricas entre a Bacia Lusitaniana e o Domínio externo, assim como a forma da sua estruturação durante a 4ª fase de *rifting* (Berriasiano-Aptiano inf.). a.: astenosfera; c.s.: crosta superior; c.i.: crosta inferior; m.l.: manto litosférico (sem escala).

A falha da Nazaré é um acidente tectónico de primeira grandeza. Separa a Bacia Lusitaniana em dois sectores claramente distintos que apresentam diferenças:

- i) nos valores de estiramento crostal mais elevados a Norte;
- ii) na espessura da série sedimentar e nos tipos de fácies, durante o Jurássico (maiores espessuras e fácies mais profundas a Norte);
- iii) no ravinamento do *horst* da Berlenga até atingir o soco a Sul.

Corresponde ainda a zona difusa de transição, entre um domínio a Sul onde o magmatismo e, consequentemente, o diápirismo, são importantes, durante o Cretácico inferior, e outro, menos importante, a Norte. Coincidentemente com a *breakup unconformity* da bacia, no limite Aptiano inferior-superior, a falha desempenha papel fundamental na progressão, de Sul para Norte, do *rifting* atlântico; segmenta-o em duas partes, cujas idades de expansão oceânica se encontram desfasadas cerca de 10 M.a.. O facto de constituir barreira difusa ao magmatismo pode indicar alguma tendência para deriva (*swell*) de pluma astenosférica em direcção a Norte.

Os intervalos do magmatismo associado à evolução da margem ocidental ibérica abrangem períodos da ordem de 15 a 20 M.a, localizados temporalmente no início (Triásico superior-Hetangiano) e no final (Cretácico inferior) da evolução da bacia. O terceiro ciclo parece limitar-se ao final do Cretácico, em contexto geodinâmico estranho à evolução do *rift*

frontal à margem ocidental ibérica. Parece estar associado a remobilização local da pluma mantélica atrás referida, por libertação de pressão ao longo de fracturas, provavelmente de suturas variscas; a direcção do alinhamento Sintra-Sines-Monchique é coincidente, pelo menos em parte do percurso, com essas descontinuidades da crosta, inferidas do modelo atrás referido.

Para que algumas destas conclusões sejam confirmadas, ou infirmadas, será necessário alargar o conhecimento sobre idades isotópicas e quimismo de corpos ígneos presentes na bacia, nomeadamente de filões tescheníticos presentes no interior dos diapiros e do complexo de Mafra, estudo considerado prioritário no âmbito do desenvolvimento do projecto de investigação em curso “Geological structure and tectonic evolution of the Estremadura spur - GEOSTES” [TERRINHA (coord.) *et al.*, 1999].

Vários têm sido os modelos de estiramento litosférico propostos para a margem ocidental ibérica, em particular para a da Galiza, sem que algum esteja já aceite de forma consensual. Esta situação deverá continuar até que mais elementos de informação sejam produzidos, em particular no que se refere ao domínio externo da Bacia Lusitaniana.

BIBLIOGRAFIA

- ALVES, C. A. M. (1964) – Estudo petrográfico do maciço de Sintra. *Rev. Fac. Ciên. Lisboa*, 2^a sér. C, n° 12 (2), pp. 123-289.
- ATROPS, F., & MARQUES, B. (1988) – Précisions stratigraphiques sur les formations à ammonites du Jurassique supérieur dans le massif du Montejunto (Nord du Tage, Portugal). In R. B. Rocha & A. F. Soares (eds.): 2nd *Int. Symp. Jur. Strat.*, Lisboa, vol. I, pp. 505-516.
- AZEREDO, A. C. (1993) – Calcareous debris-flows as evidence for a distally steepened carbonate ramp in West-Central Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 74, pp. 57-67.
- BALKWILL, H. R. & LEGALL, F. D. (1989) – Whale Basin, offshore Newfoundland: extension and salt diapirism. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. AAPG Mem.*, Tulsa, n° 46, pp. 175-195.
- BAKER, D. M., LILLE, R. J., YEATS, R. S., JOHNSON, G. D., YOUSUF, M. & ZAMIN, A. S. H. (1988) – Development of the Himalaian frontal thrust zone: Salt Range, Pakistan. *Geology*, Boulder, vol. 16, pp. 3-7.
- BARBIER, F. DUVERGÉ, J & LE PICHON, X. (1986) – Structure profonde de la marge Nord Gascogne. Implications sur le mécanisme de rifting et de formation de la marge continentale. *Bull. Centre Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 10 (1), pp. 105-121.

- BARROS, L. A. (1975) – Actividade ígnea pós-paleozóica no continente português (elementos para uma síntese crítica). *Cien. Terra*, Lisboa, nº 5, pp. 175-214.
- BERNARDES, C. M. A. (1992) – A sedimentação durante o Jurássico superior entre o Cabo Mondego e o Baleal (Bacia Lusitana): modelos deposicionais e arquitectura sequencial. *Tese Doutoramento, Dep. Geociências Univ. Aveiro*, 261 p.
- BOILLOT, G., *et al.* (1987) – Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP Leg 103, western Galicia margins, Spain). *Tectonophysics*, Amsterdam, nº 132, pp. 335-342.
- BOILLOT, G., GIRARDEAU, J. & KORNPORST, J. (1988) – The rifting of the Galicia margin: crustal thinning and emplacement of mantle rocks on the seafloor. *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, vol. 103, pp. 741-756.
- BOILLOT, G., MOUGENOT, D., GIRARDEAU, J. & WINTERER, E. L. (1989) – Rifting processes on the West Galicia Margin, Spain. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *AAPG Mem.*, Tulsa, nº 46, pp. 363-377.
- CANÉROT, J., REY, J., BAPTISTA, R., MANUPPELLA, G. & PEYBERNÈS, B. (1995) – Nouvelle interprétation structurale et géodynamique de la marge atlantique portugaise dans le secteur de Caldas da Rainha (Portugal). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 320, sér. II, pp. 523-530.
- CAPDEVILA, R. & MOUGENOT, D. (1988) – Pre-Mesozoic basement of the Western Iberian continental margin and its place in the Variscan belt. In G. Boillot *et al.*: *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, vol. 103, pp. 3-12.
- CASAS, A., CORTÉS, A. L., LIESA, C., SORIA, A. R., TERRINHA, P., KULLBERG, J. C. & ROCHA, R. (1998) – Estudio comparado de la evolución e inversión de distintas cuencas mesozoicas de la Placa Ibérica. *Geogaceta*, Madrid, nº 24, pp. 67-70.
- CHOFFAT, P. (1882) – Note préliminaire sur les vallées typhoniques et les éruptions d'Ophite et de Teschénite en Portugal. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, vol. 10, pp. 267-288.
- CHOFFAT, P. (1883-87) – Nouvelles données sur les vallées typhoniques et sur les éruptions d'ophite et de teschénite en Portugal. *Comm. Comm. Trab. Geol. Portugal*, Lisboa, t. I, pp. 113-122.

- CHOFFAT, P. (1885-88) – Description de la faune jurassique du Portugal. Mollusques lamellibranches. Deuxième ordre. *Asiphonidae*. *Mem. Com. Trab. Geol. Portugal*, Lisboa, 76 + 22 p.
- CHOFFAT, P. (1887) – Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Com. Com. Trab. Geol. Portugal*, t. 1 (2), pp. 22-312.
- CHOFFAT, P. (1893) – Sur les niveaux ammonitiques du Malm inférieur dans la contrée du Montejunto (Portugal). Phases peu connues du développement des Mollusques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. CXVI, pp. 833-835.
- CHOFFAT, P. (1900) – Recueil de monographies stratigraphiques sur le système Crétacique du Portugal. 2^{ème} étude: le Crétacique supérieur au Nord du Tage. *Mem. Dir. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 287 p.
- CHOFFAT, P. (1901) – Notice préliminaire sur la limite entre le Jurassique et le Crétacé en Portugal. *Bull. Soc. Belge Géol. Paleont. Hydrol.*, Bruxelles, vol. XV, pp. 111-140.
- CLOETHING, S., MCQUEEN, H. & LAMBECK, K. (1985) – On a tectonic mechanism for regional sealevel variations. *Earth Plan. Scien. Lett.*, Amsterdam, vol. 75, pp. 157-166.
- COJAN, I. & RENARD, M. (1997) – Sédimentologie. *Masson*, Paris, 418 p.
- DAVISON, I., BOSENCE, D., ALSOP, G. I. & AL-AWAH, M. H. (1996a) – Deformation and sedimentation around active Miocene salt diapirs on the Tihama Plain, northwest Yemen. *In: Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I. (eds.): Salt Tectonics. Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, n° 100, pp. 23-39.
- DAVISON, I., ALSOP, G. I. & BLUNDELL, D. (1996b) – Salt tectonics: some aspects of deformation mechanics. *In: Alsop, G. I., Blundell, D. J. & Davison, I. (eds.): Salt Tectonics. Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, n° 100, pp. 1-10.
- DE CHARPAL, O., GUENOC, P., MONTADERT, L. & ROBERTS, D. (1978) – Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. *Nature*, London, 275, pp. 706-711.
- DINIS, J. L. & TRINCÃO, P. (1995) – Recognition and stratigraphical significance of the Aptian unconformity in the Lusitanian Basin, Portugal. *Cretaceous Research*, London, n° 16, pp. 171-186.
- DOMMERGUES, J. L. & MOUTERDE, R. (1987) – The endemic trends of liassic ammonite faunas of Portugal as the result of the opening of a narrow epicontinental basin. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, n° 58, pp. 129-137.

- DRISCOLL, N. W., HOGG, J. R., CHRISTIE-BLICK, N. & KARNER, G. D. (1995) – Extensional tectonics in the Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland: Implications for the timing of break-up between Grand Banks and Iberia. *In* R. A. Scrutton, M. S. Stoker, G. B. Shimmield & A. W. Tudhope (eds.): The tectonics, sedimentation and palaeoceanography of the North Atlantic region. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, London, n° 90, pp. 1-28.
- DUARTE, L. V. (1995) – O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética. *Tese Doutoramento, Centro Geociências Univ. Coimbra*, 342 p.
- DUARTE, L. V. (1997) – Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, t. 83, pp. 65-94.
- DUNN, A. M., REYNOLDS, P. H., CLARKE, D. B. & UGIDOS, J. M. (1998) – A comparison of the age and composition of the Shelburne dyke, Nova Scotia, and the Messejana dyke, Spain. *Can. Journ. Earth Sci.*, n° 35, pp. 1110-1115.
- ELLIS, P. M. (1984) – Upper Jurassic carbonates from the Lusitanian Basin, Portugal and their subsurface counterparts in the Nova Scotian Shelf. *PhD Thesis, Open Univ.*, Milton Keynes, 193 p.
- ELMI, S., ROCHA, R. B. & MOUTERDE, R. (1988) – Sédimentation pélagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixiaen portugais. *Ciências Terra*, Lisboa, n° 9, pp. 69-90.
- ELLWOOD, P. M. (1987) – Sedimentology of the Upper Jurassic Abadia Formation and its equivalents, Lusitanian basin, Portugal. *PhD Thesis, Open Univ.*, Milton Keynes, 3 vol.
- EXTON, J. & GRADSTEIN, F. M. (1984) – Early Jurassic stratigraphy and micropaleontology of the Grand Banks and Portugal. *In* G. E. G. Westermann (ed.): Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America. *Geol. Assoc. Canada*, Sp. Pp. N° 27, pp. 13-29.
- FÉRAUD, G., GIRARDEAU, J., BESLIER, M.-O. & BOILLOT, G. (1988) – Datation $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ de la mise en place des péridotites bordant la marge de la Galice (Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, série IIa, pp. 49-55.

- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. A. R. (1977) – Actividade basáltica pérmico-liássica no território português. *Mem. Not., Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, nº 83, pp. 45-52.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. A. R. (1979) – K-Ar ages of Permian-Mesozoic basaltic activity in Portugal. *Eur. Colloq. Geochr. Cosmochr. Isotop. Geol. VI, Abstracts*, Lillehammer, pp. 26-27.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. A. R. (1983) – Igneous rocks in the diapiric areas of the Western Portuguese Border: the K-Ar ages and settings of the Upper Jurassic suite. *Mem. Not., Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*. Nº 96, pp. 159-181.
- FERREIRA, M. P. & MACEDO, C. A. R. (1987) – Idade radiométrica K-Ar do filão das Gaeiras (Óbidos). *VII Semana Geoquímica*, Aveiro, 1 p.
- FRANÇA, J. C., ZBYSZEWSKI, G. & ALMEIDA, F. M. (1961) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 30-A, Lourinhã. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 27 p.
- GALDEANO, A., MIRANDA, J. M., MATTE, PH., MOUGE, P. & ROSSIGNOL, C. (1990) – Aeromagnetic data: A tool for studying the Variscan arc of Western Europe and its correlations with transatlantic structures. *Tectonophysics*, nº 177, pp. 293-305.
- GE, H. X., JACKSON, M. P. A. & VENDEVILLE, B. C. (1997) – Kinematics and dynamics of salt tectonics driven by progradation. *AAPG Bull.*, Tulsa, vol. 81(3), pp. 398-423.
- GOMES, C. S. R. (1996) – Observações paleomagnéticas no quadro da Bacia Lusitânica (1ª fase de rifting). *Tese Doutorado Dep. Ciên. Terra Univ. Coimbra*, 254 p.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995) – A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. *Soc. Sed. Geol.*, Tulsa, S.P. nº 54, pp. 95-126.
- GUÉRY, F. (1984) – Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadura, secteur de Caldas da Rainha, Montejunto). *Thèse Univ. Claude Bernard*, Lyon, 478 p.
- HALLAM, A. (1988) – A reevaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revision Exxon curve. In C. Wilgus *et al.* (eds): Sea level changes: An integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min.*, Tulsa, S.P. nº 42, pp. 261-273.
- HALLAM, A. (1992) – Phanerozoic sea-level changes. *Columbia Univ. Press*, New York, 255 p.

- HARLAND, W., ARMSTRONG, R., COX, A., CRAIG, L., SMITH, A. & SMITH, D. (1990) – A geologic time scale 1989. *Cambridge Univ. Press*, 263 p.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988) – Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and eustatic cycles. In C. Wilgus *et al.* (eds): Sea level changes: An integrated approach. *Soc. Econ. Paleont. Min.*, Tulsa, S.P. n° 42, pp. 71-108.
- HILL, G. (1988) – The sedimentology and lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal. *PhD Thesis, Open Univ.*, Milton Keynes, 290 p.
- HISCOTT, R. N., WILSON, R. C., GRADSTEIN, F. M., PUJALTE, V., GARCIA-MONDÉJAR, J. BOUDREAU, R. R. & WISHART, H. A. (1990) – Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. *AAPG Bull.*, Tulsa, vol. 74, pp. 60-76.
- HOSSACK, J. (1995) – Geometric rules of section balancing for salt structures. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson (eds.): Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 65, pp. 29-40.
- JACKSON, M. P. A. (1995) – Retrospective salt tectonics. In M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S. Snelson (eds.): Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 65, pp. 1-28.
- JACKSON, M. P. A. & TALBOT, C. J. (1994) – Advances in salt tectonics. In P. L. Hancock (ed.): Continental deformation. *Pergamon Press*, Tarrytown, pp. 159-179.
- JACKSON, M. P. A., VENDEVILLE, B. C. & SHULTZ-ELA, D. D. (1994a) – Structural dynamics of salt systems. *An. Rev. Earth Planet. Sc.*, Palo Alto, vol. 22, pp. 93-117.
- JACKSON, M. P. A., VENDEVILLE, B. C. & SHULTZ-ELA, D. D. (1994b) – Salt-related structures in the Gulf of Mexico: a field guide for geophysicists. *The Leading Edge*, vol. Aug., pp. 837-842.
- JANSA, L. F. & WADE, J. A. (1975) – Geology of the continental margin off Nova Scotia and Newfoundland. *Geol. Surv. Canada*, Paper n° 74-30, pp. 51-105.
- JANSA, L. F. & PE-PIPER, G. (1988) – Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American Continental Margin. *AAPG Bul.*, Tulsa, vol. 72 (3), pp. 347-366.

- KLITGORD, K. D. & SCHOUTEN, H. (1986) – Plate kinematics of the Central Atlantic. *In* P. R. Vogt & B. E. Tucholke (eds.): The geology of North America, the western North Atlantic region. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, vol. M, pp. 351-378.
- KULLBERG, J. C. (1991) – Análise da deformação associada à tectónica distensiva de idade jurássica, na bordadura oriental da bacia Lusitaniana (pedreira da Britaltos). *Prov. Apt. Ped. Cap. Cien., Univ. Nova Lisboa*, 47 p.
- KULLBERG, J. C., MOUTERDE, R. & ROCHA, R. (1997) – Réinterprétation de l'histoire stratigraphique et tectonique de la structure de Serra de El-Rei (Portugal). *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, n° 10, pp. 191-208.
- KULLBERG, J. C., OLÓRIZ, F., MARQUES, B.; CAETANO, P. S. & ROCHA, R. B. (2000) – Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal), *Sed. Geology*, Amsterdam (no prelo, texto *in* II.11).
- KULLBERG, M. C. (1983-85) - Controlo estrutural na instalação do maciço de Sintra. *Bol. Soc. Geol. Port.*, Lisboa, t. XXIV, pp. 219-223.
- KULLBERG, M. C. & KULLBERG, J. C. (2000a) – Tectónica da Cadeia da Arrábida. *Mem. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Lisboa, n° 2 (no prelo, texto *in* II.9).
- KULLBERG, M. C. & KULLBERG, J. C. (2000b) – Tectónica da região de Sintra. *Mem. Mus. Nac. Hist. Nat.*, Lisboa, n° 2 (no prelo, texto *in* II.10).
- LARSEN, P.-H. (1988) – Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, East Greenland. *Jour. Struct. Geol.*, London, vol. 10, n° 1, pp. 3-8.
- LEFORT, J. P. (1983) – A new geophysical criterion to correlate the Acadian and Hercynian orogenies of Western Europe and Eastern America. *Mem. Geol. Soc. America*, vol. 158, pp. 3-18.
- LEINFELDER, R. R. (1987) – Formation and Significance of Black Pebbles from the Ota Limestone (Upper Jurassic, Portugal). *Facies*, Erlangen, vol. 17, pp. 159-170.
- LEINFELDER, R. R. & WILSON, R. C. L. (1989) – Seismic and sedimentologic features of Oxfordian-Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, band 78 (1), pp. 81-104.
- LETOUZEY, J., COLLETTA, B., VIALLY, R. & CHERMETTE, J. C. (1995) – Evolution of salt-related structures in compressional settings. *In* M. P. A. Jackson, D. G. Roberts & S.

- Snelson (eds.): Salt tectonics: a global perspective. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 65, pp. 41-60.
- LOMHOLT, S., RASMUSSEN, E., ANDERSEN, C., VEJBÆK, O. V., MADSEN, L. & STEINHARDY, H. (1996) – Seismic interpretation and mapping of the Lusitanian Basin, Portugal. *Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348, GEUS*, Copenhagen, 8 vol.
- MACARIT, M., GUÉRY, F. & MONTENAT, C. (1993) – Un effet de la tectonique syn-sédimentaire jurassique sur la bordure orientale du bassin ouest-portugais: Les glissements en masse d'âge fini-Dogger. *4^{ème} Congr. Français Sédimentologie, Publications ASF*, Paris, n° 19, p. 235.
- MACINTYRE, R. M. & BERGER, G. W. (1982) – A note on the geochronology of the Iberian Alkaline Province. *Lithos*, Oslo, vol. 15, pp. 133-136.
- MAGNAVITA, L. P. & SILVA, H. T. F. (1995) – Rift Border System: The Interplay Between Tectonics and Sedimentation in the Recôncavo Basin, Northeastern Brazil. *AAPG Bul.*, Tulsa, vol. 79(11), pp. 1590-1607.
- MALOD, J. A. (1989) – Ibérides et plaque ibérique. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér. 8, t. V (5), pp. 927-934.
- MALOD, J. A., MURILLAS, J., KORNPROBST, J. & BOILLOT, G. (1993) – Oceanic lithosphere at the edge of a Cenozoic active continental margin (northwestern slope of Galicia Bank, Spain). *Tectonophysics*, Amsterdam, vol. 221, pp. 195-206.
- MANATSCHAL, G. & BERNOULLI, D. (1999) – Architecture and tectonic revolution of nonvolcanic margins: present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, vol. 18 (6), pp. 1099-1119.
- MARQUES, B., OLÓRIZ, F., CAETANO, P. S., ROCHA, R. & KULLBERG, J. C. (1992) – Upper Jurassic of the Alcobaça Region. Stratigraphic Contributions. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 78 (1), pp. 63-69.
- MARTINS, L. T. (1991) - Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). *Tese Doutorado, Dep. Geol. Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 418 p.
- MANUPPELLA, G., MOREIRA, J. C., COSTA, J. R. & CRISPIM, J. A. (1985) – Calcários e dolomitos do Maciço Calcário Estremenho. *Est. Notas Trab. Serv. Fom. Min.*, Lisboa, vol. 27, pp. 3-48.

- MANUPPELLA, G. (COORD.), ANTUNES, M. T., PAIS, J., RAMALHO, M. M. & REY, J. (1999) - Notícia explicativa da Folha 38-B, Setúbal (2ª ed.). *Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 143 p.
- MARCOUX, J., BAUD, A., RICOU, L.-E., GAETANI, M., KRYSZYN, L., BELLION, Y., GUIRAUD, R., BESSE, J., GALLET, Y., JAILLARD, E., MOREAU, C. & THEVENIAUT, H. (1993) – Late Norian (215 to 212 Ma). In J. Dercourt, L.-E. Ricou & B. Vrielynck (eds.): Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. *Gauthiers-Villars*, Paris, pp. 35-53.
- MCKENZIE, D. P. (1978) – Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Amsterdam, vol. 104, pp. 25-32.
- MIALL, A. D. (1990) – Principles of Sedimentary Basin Analysis. *Springer Verlag*, New York, 2ª ed., 668 p.
- MOITA, C. (1996) – Caracterização estrutural do “Offshore” da Bacia Lusitânica – entre Aveiro e Nazaré. *Tese Mestrado, Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 138 p.
- MONTENAT, C., GUÉRY, F. & JAMET, M. (1988) – Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In G. Boillot *et al.*: *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, vol. 103, pp. 757-775.
- MOUTERDE, R. (1971) – Esquisse d'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique. *Cuad. Geol. Iber.*, Madrid, nº 2, pp. 21-31.
- MOUTERDE, R., RAMALHO, M., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1972) – Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XVIII (1), pp. 73-104.
- MOUTERDE, R., ROCHA, R. B., RUGET, C. & TINTANT, H. (1979) – Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências Terra*, Lisboa, nº 5, pp. 29-52.
- MURILLAS, J., MOUGENOT, D., BOILLOT, G., COMAS, M. C., BANDA, E. & MAUFFRET, A. (1990) – Structure and evolution of the Galicia Interior Basin (Atlantic western Iberian continental margin). *Tectonophysics*, Amsterdam, nº 184, pp. 297-319.
- ODIN, G. & ODIN, C. (1990) – Échelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, Paris, nº 35, pp. 12-21.
- PAIS, J. & REYRE, Y. (1980-81) – Problèmes posés par la population sporo-pollinique d'un niveau à plantes de la série de Buarcos (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, vol. XXII, pp. 35-44.

- PAIS, J. & TRINCÃO, P. (1983) – Contribuições para o estudo estratigráfico e paleobotânico dos «Grés Grosseiros Inferiores» (Arenitos do Carrascal). I – A jazida de Almas do Juncal. *Ciências Terras*, Lisboa, nº 7, pp. 141-160.
- PALAIN, C. (1976) – Une série détritique terrigène. Les «Grès de Silves»: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., nº 25, 377 p.
- PINHEIRO, L. M., WILSON, R. C. L., REIS, R. P., WHITMARSH, R. B. & RIBEIRO, A. (1996) – The Western Iberia Margin: A Geophysical and Geological Overview. In: R. B. Whitmarsh, D. S. Sawyer, A. Klaus & D. G. Masson (eds.): *Proc. ODP, Sc. Results*, College Station, vol. 149, pp. 3-23.
- PÓVOAS, L. I. G. (1975) – Estudo estratigráfico do corte da Foz da Fonte (Cenomaniano – Burdigaliano IVa). *Rel. Est., Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 68 p.
- QUESNE, H. (1989) – Évolution sédimentaire et paléostratigraphique du Mésozoï que dans la partie méridionale du bassin d'Estrémadure (Portugal). *These Univ. Claude-Bernard*, Lyon, 266 p.
- RAMALHO, M. M. (1971) – Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N.S., nº 19, 212 p.
- RAMALHO, M. & RIBEIRO, A. (1985) – The geology of the Mesozoic – Carrapateira outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Com. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, t. 71 (1), pp. 51-54.
- RASMUSSEN, E. S., LOMHOLT, S., ANDERSEN, C. & VEJBÆK, O. V. (1998) – Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. *Tectonophysics*, Amsterdam, nº 300, pp. 199-225.
- RESTON, T. J., KRAWCZYK, C. M. & KLAESCHEN, D. (1996) – The S reflector west of Galicia (Spain): Evidence from prestack depth migration for detachment faulting during continental breakup. *Jour. Geoph. Res.*, Washington, vol. 101, pp. 8075-8091.
- REY, J. (1972) – Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N.S., nº 21, 477 p.
- REY, J. (1979) – Le Crétacé inférieur de la marge atlantique portugaise: biostratigraphie, organisation séquentielle, évolution paléogéographique. *Ciências Terra*, Lisboa, nº 5, pp. 97-120.

- REY, J. (1992) – Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 78(2), pp. 103-124.
- REY, J. (1993) – Les unités lithostratigraphiques du groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, t. 79, pp. 75-85.
- REY, J. (1999) – Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. *European Palaeont. Assoc. Workshop*, Field trip A, Lisboa, 57 p.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M. T., FERREIRA, M. P., ROCHA, R. B., SOARES, A. F., ZBYSZEWSKI, G., ALMEIDA, F. M., CARVALHO, D. & MONTEIRO, J. H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 114 p.
- RIBEIRO, A, KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C., MANUPPELLA, G. & PHIPPS, S. (1990) – A review of Alpine tectonics in Portugal: Foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, vol. 184, Amsterdam, pp. 357-366.
- RIBEIRO, A. (coord.) *et al.* (1996) – Tectonics of the Lusitanian Basin. *Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL*, Lisboa, 1 vol. + anexos.
- RIBEIRO, P. & CABRAL, J. (1998) – Study of Plio-Quaternary Tectonic Deformations on the Southern Side of S. Pedro de Muel Diapiric Structure (Vale Paredes – Marinha Grande). *Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, t. 84(1), pp. D73-D76.
- ROCHA, R. B. (1976) –Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve Ocidental. *Ciências Terra*, Lisboa, n° 2, 178 p.
- ROCHA, R., MANUPPELLA, G., MOUTERDE, R., RUGET, C. & ZBYZEWSKI, G. (1981) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 19-C, Figueira da Foz. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 128p.
- ROCHA, R. B., MOUTERDE, R., SOARES, A. F. & ELMIS, S. (1987) – Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. *2nd Int. Symp. Jur. Strat., Field trip A*, Lisboa, 84 p.
- ROCHA, R. B. (coord.) *et al.* (1996) – The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. *Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract n° JOU2-CT94-0348, UNLIS*, Lisboa, 2 vol. + anexos.
- ROCHA, R. B., MARQUES, J. & SOARES, A. F. (1990) – Les unités lithostratigraphiques du Bassin Lusitanien au Nord de l'accident de Nazaré (Trias- Aalenien). *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, sér. Sci., n° 4, pp. 121-125.

- ROCK, N. M. S. (1982) – The Late Cretaceous Alkaline Igneous Province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, Oslo, vol. 15, pp. 111-131.
- RUGET-PERROT, C. (1961) – Études stratigraphiques sur le Dogger et le Malm inférieur du Portugal au Nord du Tage. Bajocien, Bathonien, Callovien, Lusitanien. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, n° 7, 197 p.
- SEBAL, A., FERAUD, G., BERTRAND, H. & HANES, J. (1991) – $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Amsterdam, vol. 104, pp. 455-472.
- SEIFERT, H. (1958) – Anticlinal Norte de Candeeiros. *Comp. Petr. Port. (CPP)*, Lisboa, 25 p.
- SEIFERT, H. (1963) – Beiträge zur geologie der Serra da Arrábida in Portugal. *Geol. Jahrb.*, Hannover, bd.81, pp. 277-344.
- SIBUET, J.-C. & RYAN, W. B. F. (1979) – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. *U. S. Gov. Print. Off.*, Washington, vol. 76, pp. 897-909.
- SIBUET, J. C. (1992) – New constraints on the formation of the non-volcanic continental Galicia – Flemish Cap conjugate margins. *Jour. Geol. Soc. London*, vol. 149, pp. 829-840.
- SILVA, E. C. L. A. (1995) – Prolongamento das estruturas hercínicas para a Margem Oeste Ibérica. *Tese Mestrado, Fac. Ciên. Univ. Lisboa*, 104 p.
- SOARES, A. F. & DUARTE, L. V. P. (1995) – A organização da Bacia Lusitaniana. O ciclo Trias-Caloviano e o espectro das influências tectónicas e eustáticas. *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Porto*, n° 4, pp. 139-142.
- SOARES, A. F. & GOMES, C. R. (1997) – A geologia do Baixo Mondego (Organização do Mesozóico). In Seminário “O Baixo Mondego: Organização geossistémica e recursos naturais”. *Univ. Coimbra*, pp. 5-20.
- SOARES, A. F. & ROCHA, R. B. (1985) – Profil d’un géologue. Motif pour une réflexion sur la sédimentation jurassique dans la bordure occidentale du Portugal. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, n° 14, pp. 255-264.
- SOARES, A. F., ROCHA, R. B., ELMÍ, S., HENRIQUES, M.H., MOUTERDE, R., ALMERAS, Y., RUGET, C., MARQUES, J., DUARTE, L., CARAPITO, M. C. & KULLBERG, J. C. (1993) – Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d’un «rift avorté». *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 317, sér. II, pp. 1659-1666.

- SRIVASTAVA, S. P., ROEST, W. R., KOVACKS, L. C., OAKLEY, G., LEVESQUE, S., VERHOEF, J., & MACNAB, R. (1990) – Motion of Iberia since the Late Jurassic: results from aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, n° 184, pp. 229-260.
- STAM, B. (1986) – Quantitative analysis of Middle and Late Jurassic foraminifera from Portugal and its implications for the Grand Banks of Newfoundland. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, vol. 34, 168 p.
- STAPEL, G., CLOETINGH, S. & PRONK, B. (1996) – Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian basin (western Iberian margin). *Tectonophysics*, Amsterdam, vol. 266, pp. 493-507.
- SULLIVAN, K. D. (1983) – The Newfoundland basin: ocean-continent boundary and Mesozoic sea-floor spreading history. *Earth Plan. Sci. Lett.*, Amsterdam, vol. 62, pp. 321-339.
- TALBOT, J. C. (1978) – Halokinesis and thermal convection. *Nature*, London, 273, pp. 739-741.
- TALBOT, C. J. & JACKSON, M. P. A. (1987) – Internal Kinematics of Salt Diapirs. *AAPG Bull.*, Tulsa, vol. 71 (9), pp. 1068-1093.
- TANKARD, A. J. & WELSINK, H. J. (1987) – Extensional tectonics and stratigraphy of Hibernia oil field, Grand Banks, Newfoundland. *AAPG Bull.*, Tulsa, vol. 71 (10), pp. 1210-1232.
- TANKARD, A. J. & WELSINK, H. J. (1989) – Mesozoic extension and styles of basin formation in Atlantic Canada. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 46, pp. 175-195.
- TANKARD, A. J., WELSINK, H. J. & JENKINS, W. A. M. (1989) – Structural Styles and Stratigraphy of the Jeanne d'Arc Basin, Grand Banks of Newfoundland. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 46, pp. 265-282.
- TEIXEIRA, C. (1972) – Sur l'âge du grand filon de l'Alentejo. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa. vol. XVIII (1), pp. 119-120.
- TEIXEIRA, C. & ZBYSZEWSKI, G. (1968) – Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 23-C, Leiria. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa.
- TERRINHA, P. (1998) – Structural Geology and Tectonic Evolution of the Algarve Basin, South Portugal. *PhD Thesis, Univ. London*, 430 p.

- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., SILVA, J. B., DIAS, R., FONSECA, P., KULLBERG, J. C. & MOITA, C. (1995) - Tectonic evolution of the Lusitanian Basin: Variscan heritage and early inversion. *Terra Nova, Abstract supplement, EUG VIII*, Strasbourg, vol. 7 (1), p. 278.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, A., KULLBERG, M. C., KULLBERG, J. C. & ROCHA, R. (1998) – Lower Jurassic to lowermost Cretaceous compressive episodes as the cause of early transient basin inversion episodes in the Algarve and Lusitanian Basins. *Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, t. 84 (1), pp. D49-D52.
- TERRINHA, P., RIBEIRO, C., KULLBERG, J. C., LOPES, C., ROCHA, R. & RIBEIRO, A. (submetido) - 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. *Jour. Geol.*, Chicago (texto in II.12).
- TUCHOLKE, B. E. & FRY, V. A. (1985) – Basement structure and sediment distribution in Northwest Atlantic Ocean. *AAPG Bull.*, Tulsa, vol. 69 (12), pp. 2077-2097.
- VENDEVILLE, B. C. & JACKSON, M. P. A. (1992a) – The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petr. Geol.*, Guildford, vol. 9, pp. 331-353.
- VENDEVILLE, B. C. & JACKSON, M. P. A. (1992b) – The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Mar. Petr. Geol.*, Guildford, vol. 9, pp. 354-371.
- WARREN, J. (1999) – Evaporites. Their Evolution and Economics. *Blackwell Science Ltd*, London, 438 p.
- WATKINSON, M. (1989) – Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin Portugal, and their equivalents in the other North Atlantic margin basins. *PhD Thesis, Open Univ.*, Milton Keynes, 390 p.
- WELSINK, H. J., SRIVASTAVA, S. P. & TANKARD, A. J. (1989) – Basin architecture of the Newfoundland continental margin and its relationship to ocean crust fabric during extension. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. *AAPG Mem.*, Tulsa, n° 46, pp. 197-213.
- WERNICKE, B. (1981) – Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, London, 291, pp.645-647.
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. (1982) – Modes of extensional tectonics. *Jour. Struct. Geol.*, London, vol. 4, n° 2, pp. 105-115.
- WILLIS, M. G. (1988) – The tectonic history of the Lusitanian basin of Portugal. *PhD Thesis, Open Univ.*, Milton Keynes, 250 p.

- WILSON, R. C. L. (1979) – A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências Terra*, Lisboa, n° 5, pp. 53-84.
- WILSON, R. C. L. (1983) – Aspects of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin, Portugal – Pointers for other Atlantic basins? *Sem. Open Univ.*, Milton Keynes, 75 p. + 79 figs.
- WILSON, R. C. L., HISCOTT, R. N., WILLIS, M. G. & GRADSTEIN, F. M. (1989) – The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *AAPG. Mem.*, Tulsa, 46, pp. 341-361.
- WILSON, R. C. L., SAWYER, D. S., WHITMARSH, R. B., ZERONG, J., CARBONNELL, J., (1996) – Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberian Abyssal Plain. *Proc. ODP, Sc. Results*, College Station, vol. 149, pp. 617-633.
- WINTERER, E., GEE, J., VAN WAASBERGEN, R. (1988) – The source area for lower Cretaceous clastic sediments of the Galicia margin: geology and tectonic and erosional history. *Proc. ODP, Sci. Results*, College Station, vol. 103, pp. 697-732.
- WITMARSH, R. B. & MILES, P. R. (1995) – Models of the development of the West Iberia rifted continental margin at 40°30'N deduced from surface and deep-tow magnetic anomalies. *Jour. Geophys. Res.*, Washington, vol. 100, pp. 3789-3806.
- WITT, W. G. (1977) – Stratigraphy of the Lusitanian Basin. *Shell Prospex Portuguesa, S.A.R.L.*, Lisboa, 62 p.
- WRIGHT, V. P. (1985) – Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. In D. P. Tommey & M. H. Nitecki (eds.): *Paleoalgology: contemporary research and applications*. Springer Verlag, Berlin, pp. 330-340.
- WRIGHT, V. P. & WILSON, R. C. L. (1984) – A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journ. Sed. Petrol.*, Tulsa, n° 54(2), pp. 394-412.
- WORRAL, D. M. & SNELSON, S. (1989) – Evolution of the northern Gulf of Mexico, with emphasis on Cenozoic growth faulting and the role of salt. In A. W. Bally & A. R. Palmer (eds.): *Geology of North America – An Overview*, *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, pp. 97-138.
- ZBYSZEWSKI, G. (1959) – Étude Structurale de l'aire typhonique de Caldas da Rainha. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, N. S., n° 3, 182 + 5p.

- ZBYSZEWSKI, G. & ANDRADE, M. M. (1957) – Rochas eruptivas do vale tifónico de Caldas da Rainha. *Com. XXIII Cong. Luso-Espanhol Prog. Ciências*, Coimbra, vol. 23, pp. 7-22.
- ZBYSZEWSKI, G. & ALMEIDA, F. M. (1960) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 26-D, Caldas da Rainha. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 56 p.
- ZBYSZEWSKI, G., FERREIRA, O. V., MANUPPELLA & ASSUNÇÃO, C. T. (1965a) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 38-B, Setúbal. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 134 p.
- ZBYSZEWSKI, G. & ASSUNÇÃO, C. T. (1965a) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 22-D, Marinha Grande. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 45 p.
- ZBYSZEWSKI, G., & ASSUNÇÃO, C. T. (1965b) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 30-D, Alenquer. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 104 p.
- ZBYSZEWSKI, FERREIRA, O. V., G., MANUPPELLA, G. & ASSUNÇÃO, C. T. (1966) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 30-B, Bombarral. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 82p.
- ZBYSZEWSKI, G., MANUPPELLA, G., FERREIRA, O. V., MOUTERDE, R., RUGET-PERROT, C. & ASSUNÇÃO, C. T. (1974) - Carta geológica de Portugal na escala de 1/50000. Notícia explicativa da Folha 27-A, Vila Nova de Ourém. *Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 82p.
- ZIEGLER, P. A. (1989) – Evolution of the North Atlantic – An overview. In A. J. Tankard & H. R. Balkwill: Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins, *AAPG. Mem.*, Tulsa, 46, pp. 111-129.
- ZIEGLER, P. A. (1990) – Geological Atlas of Western and Central Europe. *Shell Int. Petr. Maats. B. V.*, Den Haag, 239 p.

ANEXO A

Novos elementos estruturais sobre o diapiro de Santa Cruz. Um contributo para a compreensão do diapirismo na Bacia Lusitaniana (W Portugal)

INTRODUÇÃO (Fig. A.1)

O diapiro de Santa Cruz é o mais meridional de quatro estruturas similares localizadas sobre a falha de Caldas da Rainha. No contexto da Bacia Lusitaniana, localiza-se entre 15 a 20 km a Este do *horst* da Berlenga que constitui o bordo Oeste da bacia.

A estrutura afecta unidades mesozóicas e encontra-se parcialmente recoberta por depósitos recentes, plio-quadernários, que dificultam o conhecimento dos respectivos limites. A arriba costeira é excepção, pois expõe excelente corte contínuo de camadas alternantes de argilas e arenitos do Jurássico superior (Formação de Abadia) e pequeno retalho do contacto com pelitos e dolomitos do Hetangiano. Nos pelitos não foram detectadas evidências directas de ocorrência de halite ou gesso, nem indirecta, através de brechas de dissolução.

Localmente, a Formação de Abadia apresenta espessuras entre 200 e 300 m (FRANÇA *et al.*, 1961), a Este da falha das Caldas da Rainha. Apenas para Oeste as espessuras atingem valores das várias centenas a um milhar de metros (corte de Sobral-Moledo-Cesareda). R. C. WILSON (1983) descreve em pormenor o corte nas arribas litorais a Sul do diapiro, indicando espessura da ordem de 200 m. Segundo este autor o modelo deposicional desta unidade corresponde a leque aluvial construído em rampa submarina, em que a respectiva progradação pode ter sido despoletada pelo levantamento de bloco de rochas mais antigas do Jurássico e do soco. Em zonas mais profundas, para o interior da bacia, a partir do alinhamento atrás

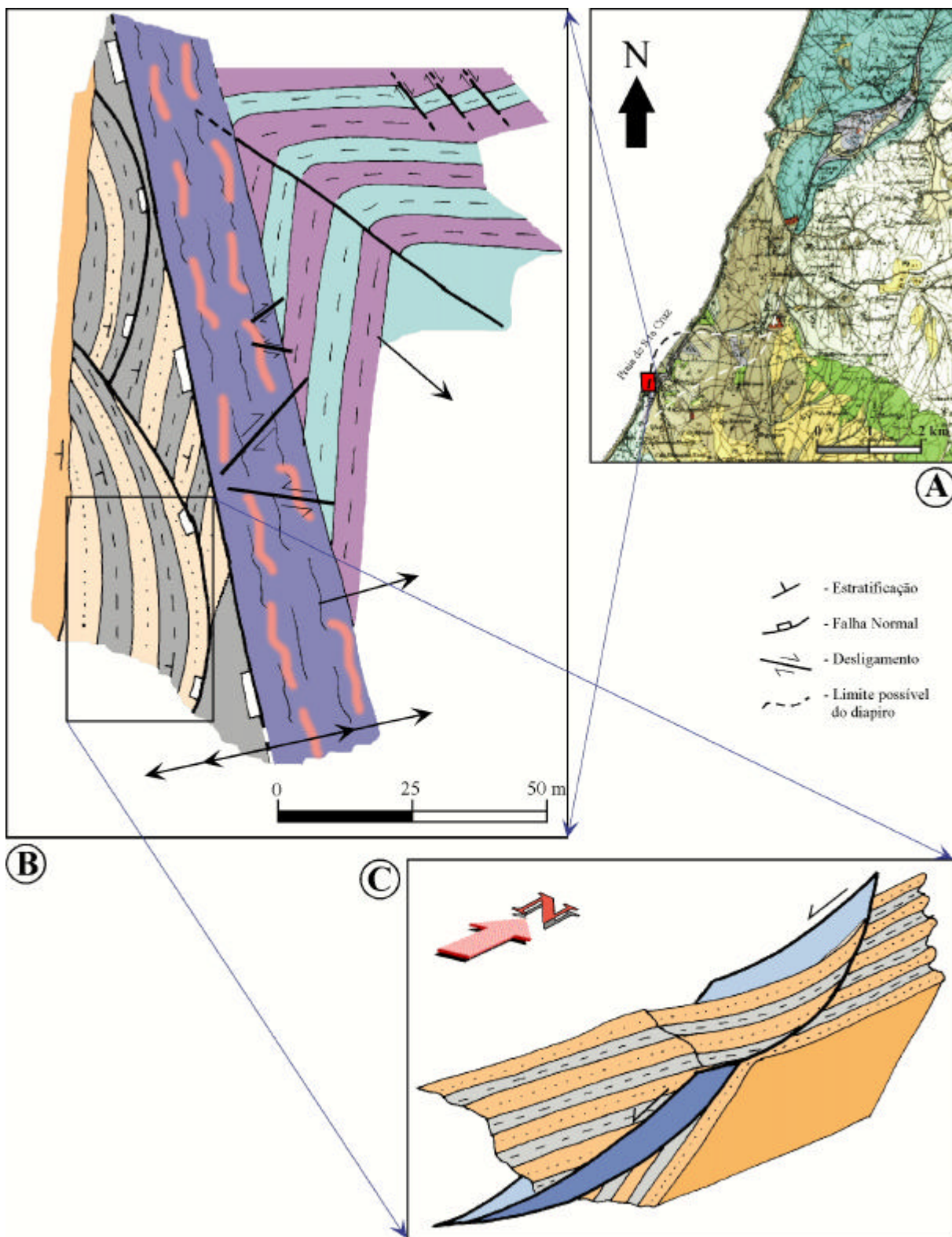


Fig. A.1 - A) Localização do diapiro de Santa Cruz, na extremidade Sul aflorante da falha das Caldas da Rainha (seg. Carta Geológica à escala 1/50000). A tracejado, possível geometria do limite do diapiro (especulativo): i) comparar com a do diapiro do Vimeiro e ii) notar a localização de unidades do Cretácico no interior do diapiro. B) Cartografia esquemática da área envolvente ao bordo do diapiro de Santa Cruz. C) Bloco diagrama que ilustra a geometria de falhas em colher existentes nas unidades encaixantes (Formação de Abadia).

referido, inicia-se um sistema de canais submarinos que dão provavelmente origem, em zonas mais profundas, a leque submarino, em posição de base de rampa.

O contacto entre o núcleo da estrutura e o encaixante é feito através de plano único de falha, com atitude aproximada de N15°E 80°W, exposta ao longo de cerca de 200 m de afloramento contínuo. Este plano marca claramente fronteira entre dois domínios com estilos e graus de deformação muito distintos.

Após recente exposição excepcional do substrato rochoso na Praia de Santa Cruz (Fevereiro de 1998), foram efectuados levantamentos pormenorizados em colaboração com P. Terrinha, A. Ribeiro, J. Cabral e M. C. Kullberg (Univ. de Lisboa, trabalho em preparação).

1 - ANÁLISE GEOMÉTRICA

1) Núcleo

Aqui observa-se um tectonito com características proto-miloníticas (Fig. A.2), ao longo de uma faixa com aproximadamente 20 m de largura, paralela ao bordo, que corresponde a um exemplo extremo de concentração de deformação nas rochas mais incompetentes.

É também ao longo desta faixa que se concentram desligamentos conjugados (Fig. A.2), amortecidos progressivamente no interior milonitizado, cuja bissectriz aguda é subperpendicular ao contacto.

Nalguns níveis carbonatados mais espessos, onde se observa alguma continuidade lateral, é possível observar dobras de eixo vertical; no entanto, por não ocorrerem nas melhores condições de afloramento, isto é, observação em profundidade (segundo o eixo Z), não foi possível determinar a sua geometria tridimensional. Restam assim válidas tanto a hipótese de se tratar de dobras associadas a cisalhamento vertical de (re)activação tardia ou, mais provavelmente, de dobras em bainha associadas à ascensão diapírica (Fig. A.3).

2) Encaixante

As unidades do bordo este pertencentes à Formação de Abadia são predominantemente areníticas, por vezes com intercalações argilosas ou conglomeráticas, e inclinam genericamente para W. Os conglomerados apresentam clastos com composições e origens diversas, desde calcários de idade não determinada a, predominantemente, granitos e xistos.



Fig. A.2 - Aspecto, em planta, do contacto brusco (tracejado amarelo) entre a faixa externa do diapiro (A) e a parte mais interna do núcleo (B), onde a estratificação original se encontra preservada. São observáveis fracturas tardias que afectam ambas unidades, que correspondem a sistema conjugado de desligamentos. Norte indicado pela bússola.

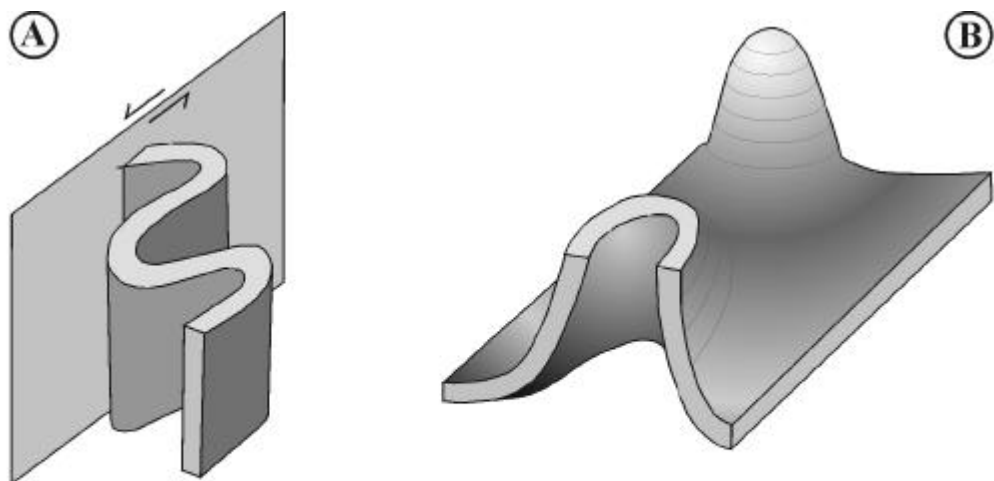


Fig. A.3 - Soluções geométricas tridimensionais possíveis para dobras de eixo vertical que ocorrem na faixa milonitizada junto ao bordo do diapiro.

Junto ao bordo, a estratificação apresenta arrepimento e truncatura. O contacto é, pois, uma falha normal e não uma discordância angular.

Com o afastamento do bordo, as camadas apresentam perfil arqueado, com concavidade voltada para cima e, lateralmente, apresentam geometria em forma de lente. Esta geometria parece controlada por falhas em colher, com intersecções múltiplas (Fig. A.1B,C).

No interior dos níveis mais grosseiros observam-se famílias de falhas normais conjugadas, sinsedimentares (Fig. A.4).

2 - ANÁLISE CINEMÁTICA E DINÂMICA

1) Núcleo

Há que distinguir dois tipos de deformação presentes no interior do diapiro: deformação dúctil e frágil.

A deformação dúctil predomina na faixa atrás referida, na proximidade do bordo do diapiro, e é visível a diferentes escalas de observação, através de:

i) estiramento e cataclase da estratificação original, completamente transposta por bandados composicionais (sem recristalização aparente). Os leitos de rocha pelítica apresentam-se fortemente estirados e boudinados, sendo frequentes as superfícies de dissolução por pressão (Fig. A.5A). A presença de bloco isolado, boudinado, praticamente sem exibir deformação interna das estruturas sedimentares, sugere um grande contraste de viscosidade com a matriz envolvente (DAVISON *et al.*, 1996a);

ii) dobras de fluência com eixos subverticais (Fig. A.6). Estas dobras representam dobras em baínha, tendo eventualmente sofrido várias gerações de redobramento, a última das quais, no tronco do diapiro, poderá formar dobras em cortina (*curtain folds*) sobre as anteriores (TALBOT & JACKSON, 1987) (Fig. A.7A). A concentração da deformação no tecto e muro da unidade de sal está associada ao atrito do arraste junto dos contactos com as rochas encaixantes. Este atrito é também responsável pela diminuição da velocidade de fluência, a uma taxa progressivamente maior em direcção ao contacto, até ao extremo teórico em que se pode tornar nula (*ibid.*). Segundo estes autores, o gradiente de velocidades de fluxo nas proximidades do contacto, no caso de ser elevado, poderá produzir distorção e rotação dos níveis de sal.

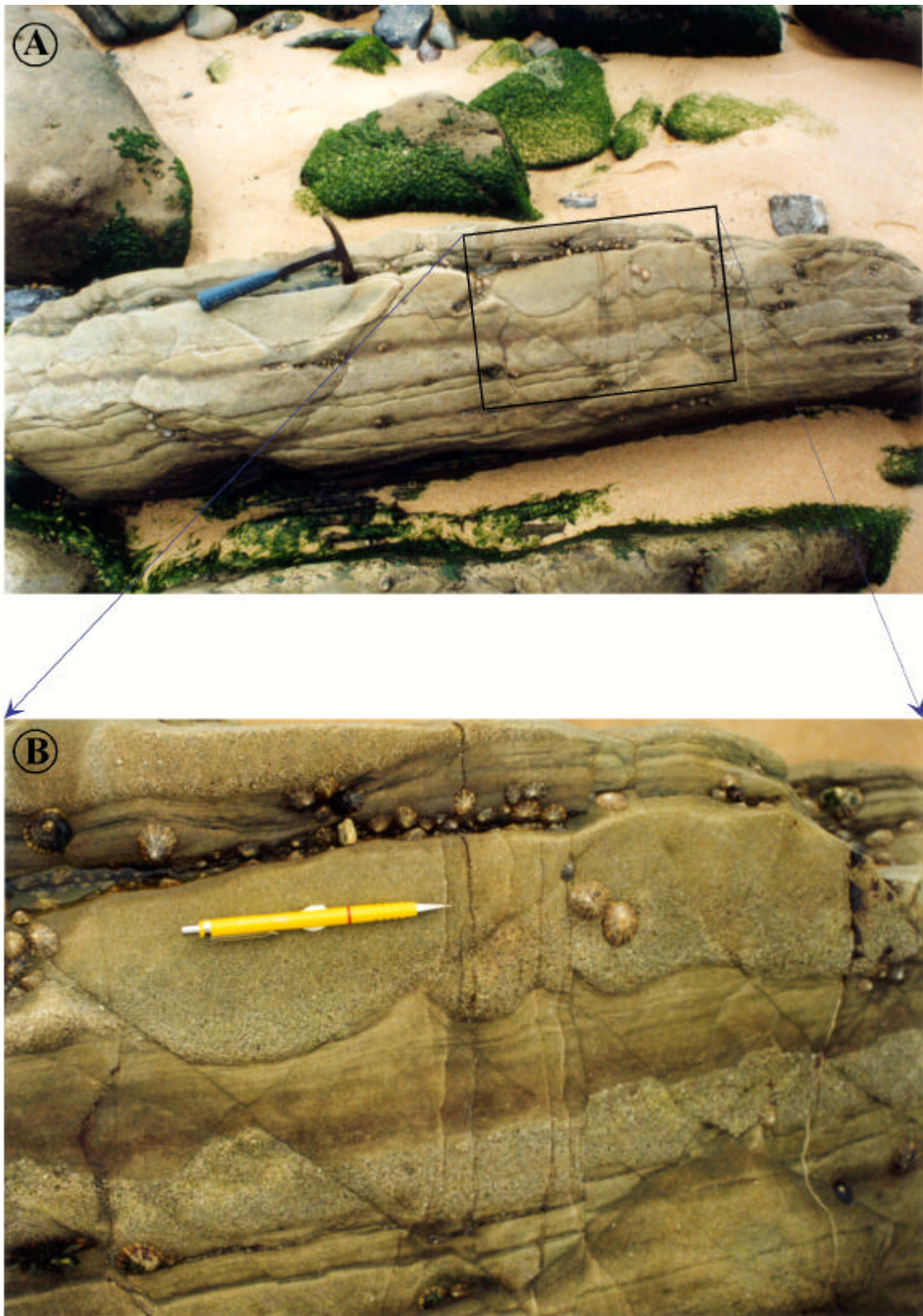


Fig. A.4 - Falhas sinsedimentares em níveis areníticos da Formação de Abadia, no encaixante a Oeste do bordo do diapiro. Norte para a direita.

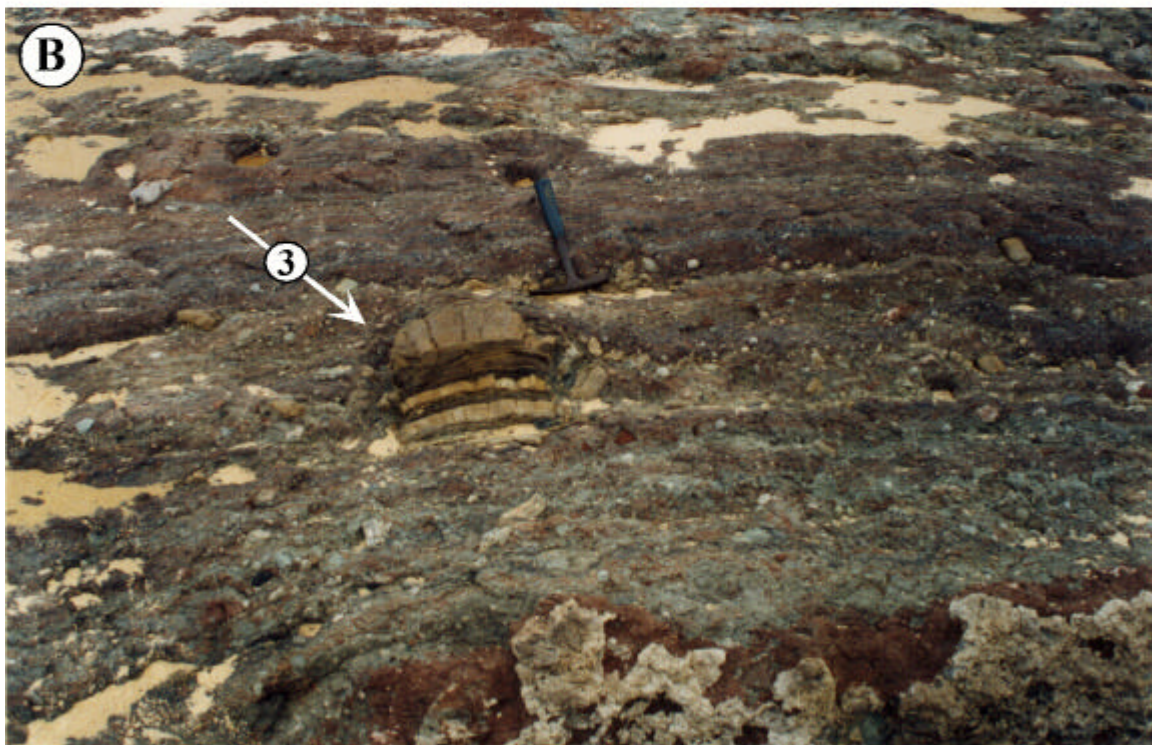
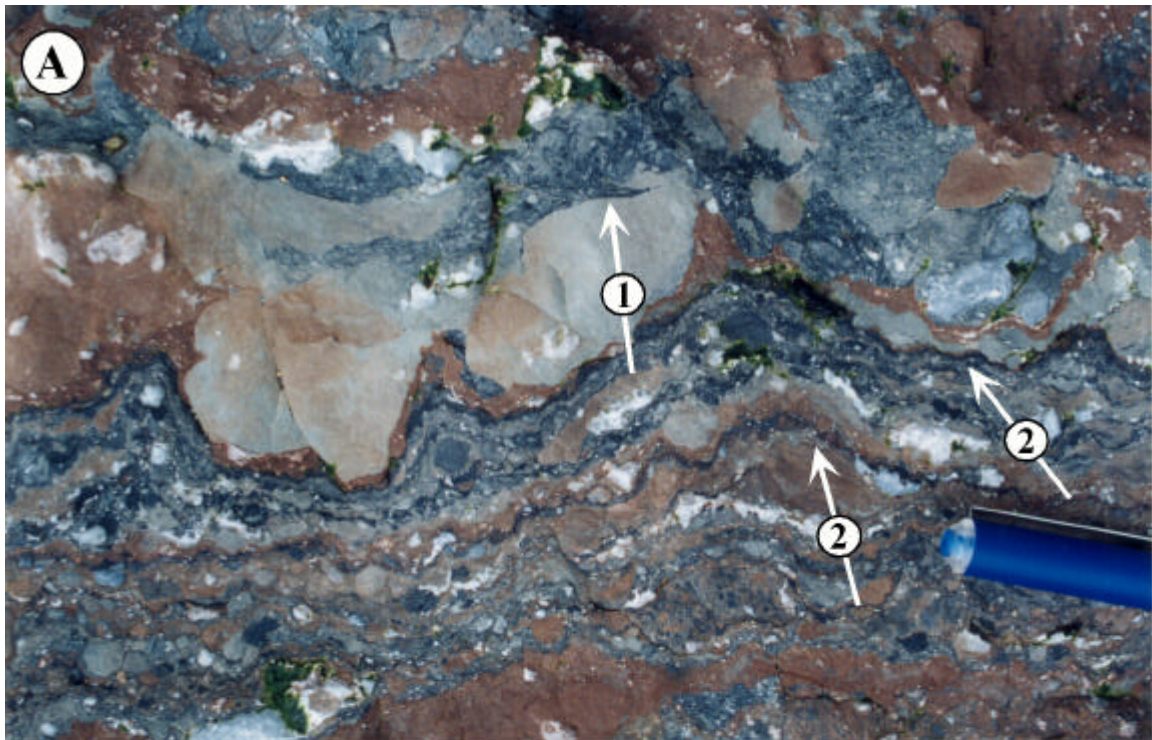


Fig. A.5 - A) (Escala mesoscópica) Pormenor do proto-milonito onde se observa bandado composicional, sem recristalização, a interpenetração de brecha cataclástica em clastos competentes (1) e a acumulação de componentes insolúveis em superfícies de dissolução por pressão (2), sub-paralelas ao bandado. B) (Escala macroscópica) Bloco decimétrico de calcário, originalmente estratificado com margas, correspondente a *boudin* isolado no meio da matriz pelítica.



Fig. A.6 - Aspecto geral do diapiro de Santa Cruz vendo-se as unidades do interior (em primeiro plano) e do encaixante (em segundo plano, a partir do tracejado). Limitada pelo tracejado, observa-se uma faixa de grande deformação paralela ao bordo e, no canto inferior direito, afloramento da unidade evaporítica do núcleo do diapiro, menos deformada, onde é possível distinguir a estratificação original. As setas assinalam dobras de fluência no interior da faixa de maior deformação.

No caso em que os corpos diapíricos são subcilíndricos¹, as linhas de fluxo do sal são radiais, convergentes e horizontais, na base do corpo. À medida que o sal se aproxima do tronco do diapiro, a taxa de fluxo radial aumenta, implicando uma aceleração e constrição da massa em deslocamento. Segundo I. DAVISON *et al.* (1996a, b) as taxas de deformação no tronco do diapiro podem ser 80 vezes superiores à média verificada no nível fonte. O fluxo vertical no centro do tronco do diapiro produz deformações prolatas extremas. No topo do diapiro, este quadro de deformação altera-se, passando a prevalecer o achatamento vertical, que poderá produzir superfícies aparentemente não deformadas nesta zona (Fig. A.8).

Nas zonas mais estiradas do corpo do diapiro, as dobras podem apresentar elevados espessamentos nas charneira; com efeito, I. DAVISON *et al.* (1996a) descrevem, em níveis de halite no diapiro de Al Salif (Yemen), espessamentos de charneira da ordem de 3800 a 4400% relativamente aos flancos, extremamente estirados. A migração de massa dos flancos para a

¹ O caso do diapiro de Santa Cruz e, sobretudo, de outros na Bacia Lusitaniana, que correspondem claramente a muros de falha, podem não apresentar geometria cilíndrica; no entanto a geometria e, conseqüentemente, a cinemática, não são difíceis de adaptar a este caso. O círculo (secção do cilindro perpendicular ao seu

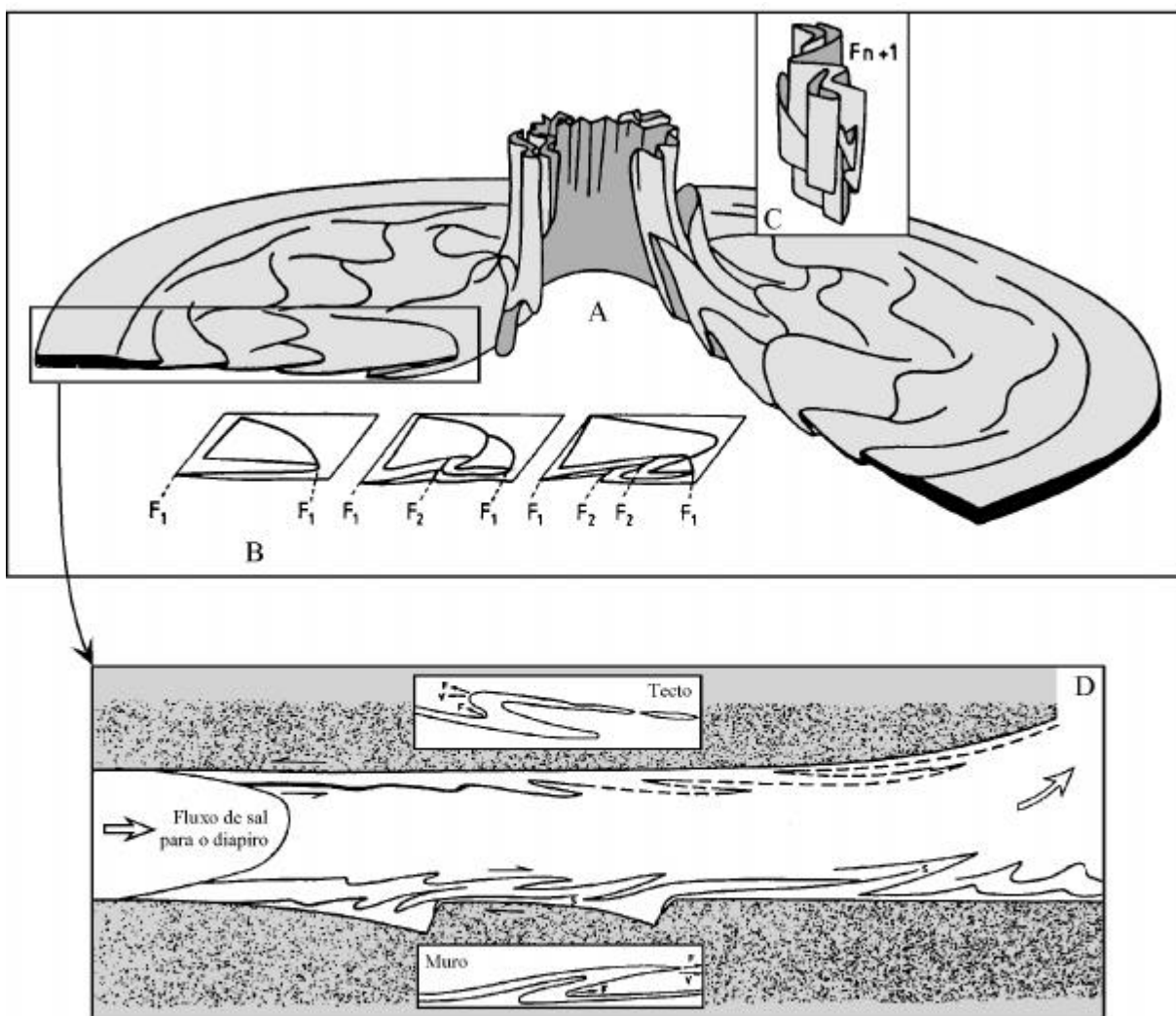


Fig. A.7 - Diagrama que mostra a deformação progressiva sofrida por um nível de sal, na base da fonte de alimentação de um diapiro. À medida que o sal flui em direcção ao corpo central (A) as dobras em bainha recumbentes são dobradas (F_1) e, possivelmente, redobradas em F_n gerações (B). Depois, rodam para o interior do tronco do diapiro, onde são redobradas por dobras em cortina, de eixo sub-vertical (C). As dobras recumbentes nas proximidades do tecto e no contacto exterior do tronco apresentarão simetria, vergência e tombamento opostos aos representados em A (ver perfil em D) (adaptado de TALBOT & JACKSON, 1987).

charneira poderá levar, em último estágio, ao isolamento completo de charneiras consecutivas, passando a constituir *boudins* isolados (Fig. A.9). Esta poderá ser a origem de alguns dos alinhamentos de calhaus isolados observados no diapiro de Santa Cruz.

A unidade mais interna do diapiro apresenta deformação dúctil que preserva a estratificação. À escala do afloramento, é observável dobra com flancos bem desenvolvidos e pequena zona de charneira (próxima de dobra em *kink*). O flanco Oeste da dobra encontra-se truncado no limite com a faixa externa do núcleo do diapiro.

comprimento) é um caso particular de elipse; assim, levadas a relações de eixos extremas, as secções cartográficas dos diapiros de muro de falha, podem ser consideradas como elípticas).

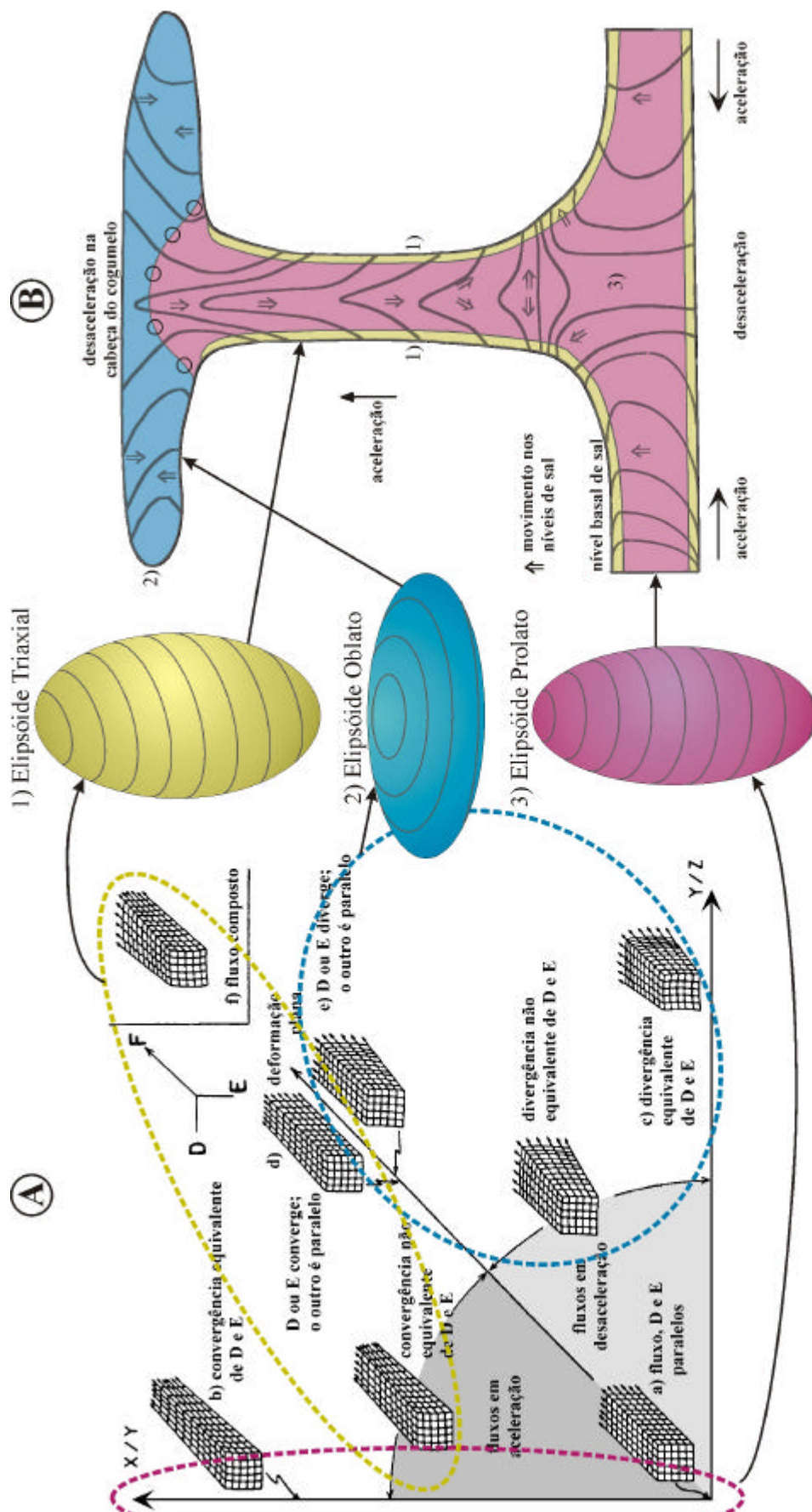


Fig. A.8 - A) Modelos de fluxo (feixes de setas) que ilustram qualitativamente as várias geometrias de fluxo de um fluido incompressível, referenciadas a três eixos ortogonais: D, E e F, sendo o último a direção de fluxo. São possíveis sete tipos de geometrias, projectadas num diagrama de deformação tridimensional de Flinn. A relação dos eixos de coordenadas é: $X > Y > Z$. As várias combinações de convergência ou divergência paralelas quer a D, quer a E, podem produzir todos os tipos de elipsóides de deformação (ao centro). B) Diagrama esquemático ilustrando, em perfil, os campos de velocidade num diapiro salino, baseado em modelos físicos utilizando fluidos viscosos. As linhas que atravessam o interior do diapiro representam as formas deformadas de marcadores originalmente lineares e verticais. Os elipsóides de deformação representados assinalam não só a sua relação com as geometrias de fluxo, como também, a sua possível localização no interior do corpo salino. Os círculos representados no limite das zonas de deformação prolata e oblata representam estados de deformação de transição, representáveis por esferas, resultantes do encurtamento do eixo Z dos elipsóides prolata e oblata representando estados de TALBOT & JACKSON (1987) e B modificado de DAVISON *et al.* (1996b).

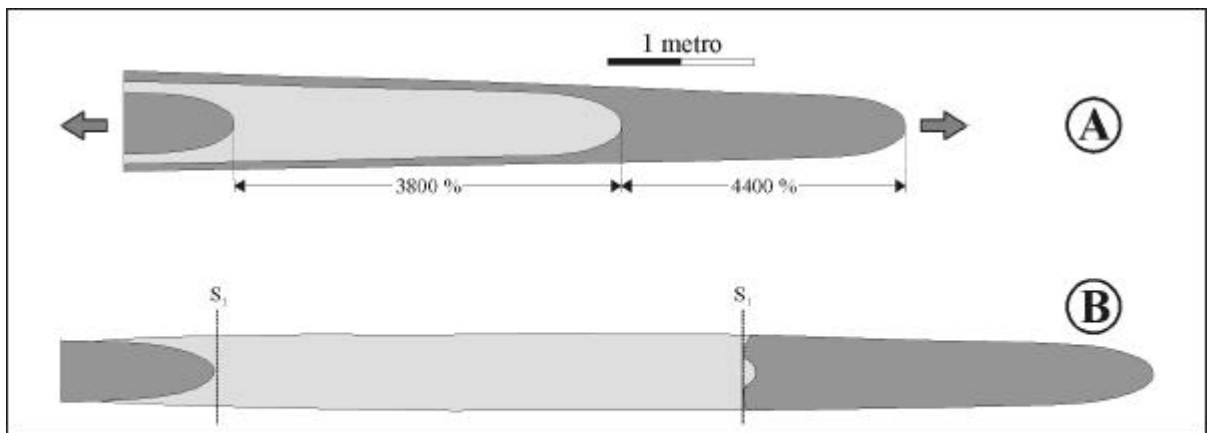


Fig. A.9 - A) Dobras em níveis de sal do diapiro de Al Salif (Yemen) que apresentam elevado espessamento de charneira (e estiramento de flancos) (seg. DAVISON *et al.*, 1996a). B) A continuação do estiramento conduzirá à formação de leitos composicionais (S_1), formados por sequências de charneiras boudinadas quando os leitos forem finos, ou de charneiras isoladas quando forem espessos.

Os modelos geométricos (TALBOT & JACKSON, 1987) e de velocidades de fluxo (DAVISON *et al.*, 1996b) no interior do diapiro, correlacionados através dos elipsóides de deformação, parecem adaptar-se ao caso do diapiro de Santa Cruz. Isto implica que o tecto tem de se localizar muito acima do actual *datum* do afloramento; os afloramentos actuais deverão, pois, corresponder a localização algures no tronco original do diapiro. Efectivamente, a ocorrência, à actual cota do afloramento, da zona de deformação “1)” (Fig. A.8) ao lado da de deformação “3)” indicia um “atraso” relativamente grande do primeiro em relação ao segundo, o que implica que, no centro do corpo e num determinado instante do seu desenvolvimento, o material se encontrava a cota muito mais elevada.

A deformação frágil observada no interior do diapiro está representada por duas gerações distintas de falhas, a saber:

i) sistema conjugado, na proximidade do encaixante, com bissectriz aguda subperpendicular ao bordo (Fig. A.10). Interpretamos este sistema de falhas como uma resposta dos materiais ao relaxamento tardio de tensões, subsequente à implantação do diapiro.

ii) sistema de desligamentos na unidade central do corpo diapírico e de cavalgamentos com componente de desligamento afectando o núcleo e encaixante do diapiro. Estes sistemas de falhas são compatíveis com a compressão miocénica de direcção NNW-SSE, com o corpo diapírico em posição próxima da actual.

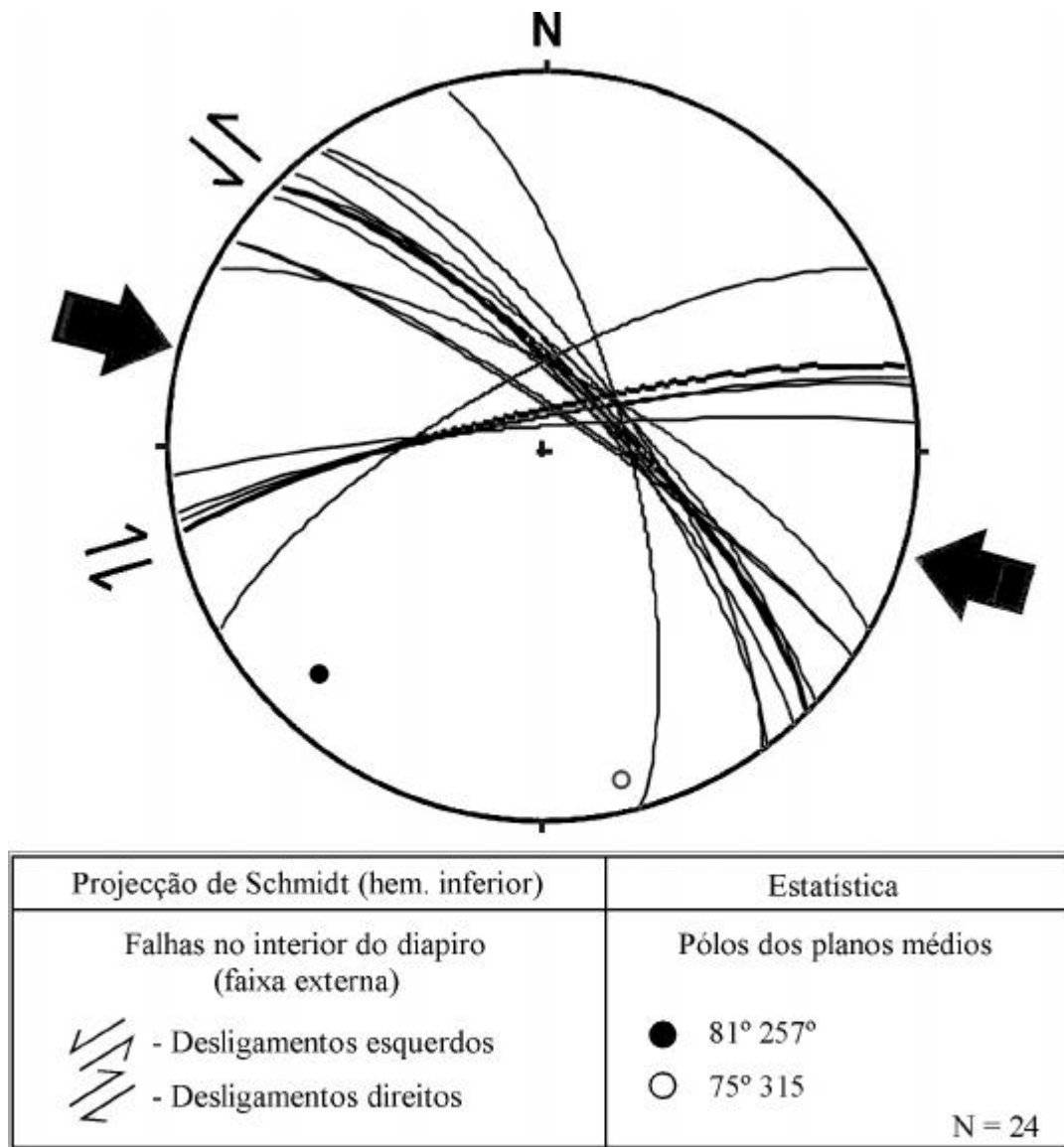
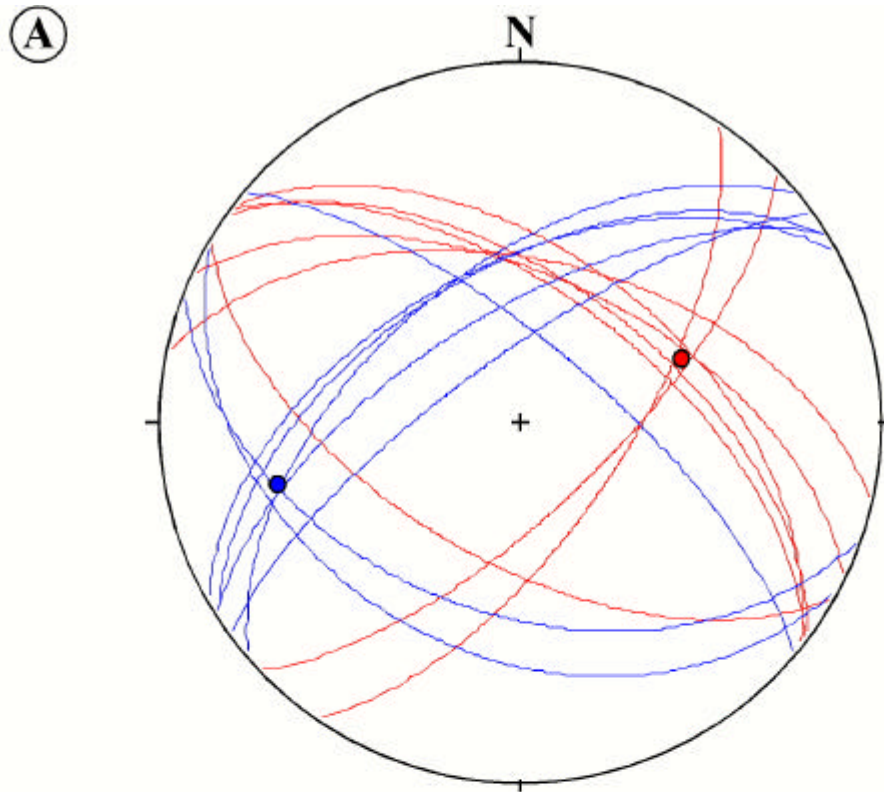






Fig. A.10 - Estereograma dos desligamentos conjugados que ocorrem na faixa milonitizada do interior do diapiro.

2) Encaixante

As estruturas mais relevantes encontradas na Formação da Abadia, encaixante do diapiro são falhas de dimensão decamétrica a hectométrica em forma de colher, típicas de escorregamentos superficiais. Em geral, apresentam inclinação inferior à da estratificação no bloco de apoio e superior no bloco deslocado. Os eixos de curvatura das falhas inclinam para azimutes próximos dos 270°.

À escala da camada observam-se falhas normais sin-sedimentares (Fig. A.4). As atitudes medidas encontram-se projectadas no estereograma da figura A.11A. Como a estratificação encontra-se rodada em torno do bordo do diapiro, ao horizontalizá-las (assunção que, embora possa não ser exacta, dado a natureza dos depósitos permitir alguma inclinação do substracto, será bastante próxima da real) o eixo cinemático intermédio (σ_2), coincidente



Projeção de Schmidt (hem. inferior)	Estatística
Falhas sin-sedimentares no encaixante	Atitude média das intersecções
 - Atitude medida	 - 32° 257°
 - Atitude rodada em torno de S0: N0°E 80°W	 - 48° 75°
	N = 8

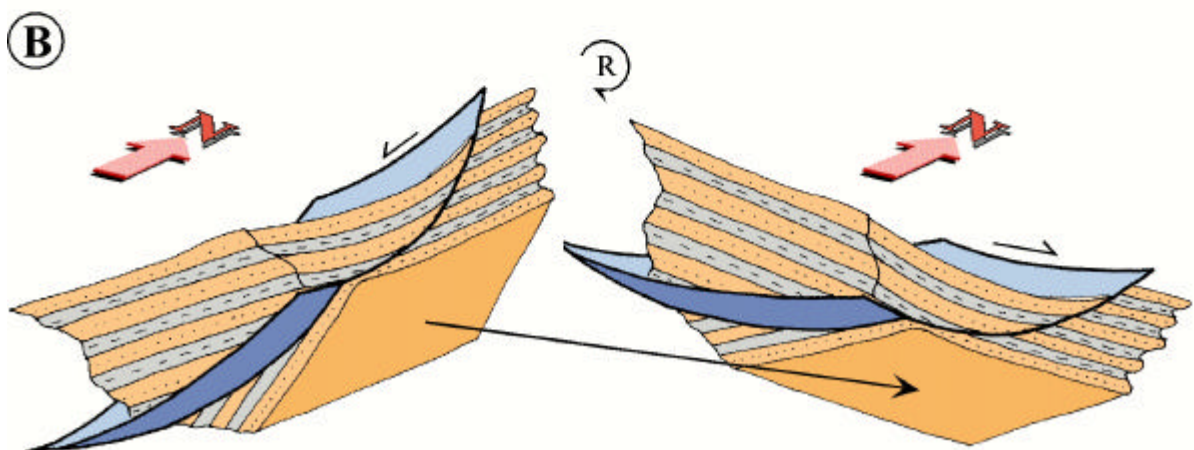


Fig. A.11 - A) Estereograma das falhas normais sin-sedimentares que ocorrem em níveis areníticos da Formação da Abadia. B) Bloco diagrama ilustrativo da geometria actual das falhas em colher (à esquerda) e efeito produzido por rotação (R) do conjunto em torno de S0 (à direita).

com a intersecção dos planos de falha, que mergulhava para Oeste, passa a mergulhar para Este. Isto implica que o sentido de transporte dos escorregamentos gerados pelas falhas em colher será de Oeste para Este, ou seja, para o interior da bacia (Fig. A.11B). Como estas estruturas foram observadas no bordo Oeste do diapiro, não poderia existir relevo positivo (doma) a Este dos escorregamentos, mas sim depressão para onde os escorregamentos se pudessem dirigir.

Resta tentar compreender a razão pela qual a distensão indicada pelas falhas sin-sedimentares apresenta direcção aproximada N-S. Se desenquadrarmos a génese destas falhas da das falhas em colher, o campo de tensões que as formou (embora não se conheçam estrias, por razões óbvias – os sedimentos apresentavam-se semi-litificados) torna-se de difícil explicação num contexto regional. A direcção de distensão máxima, em qualquer das situações (rodada e não rodada) será aproximadamente N-S. Ora, é sabido que a bacia Lusitana evoluiu em distensão com direcção próxima de E-W. Interpretamos, assim, que a geometria das falhas sin-sedimentares está condicionada pelo campo de tensões interno das massas deslocadas (Fig. A.12).

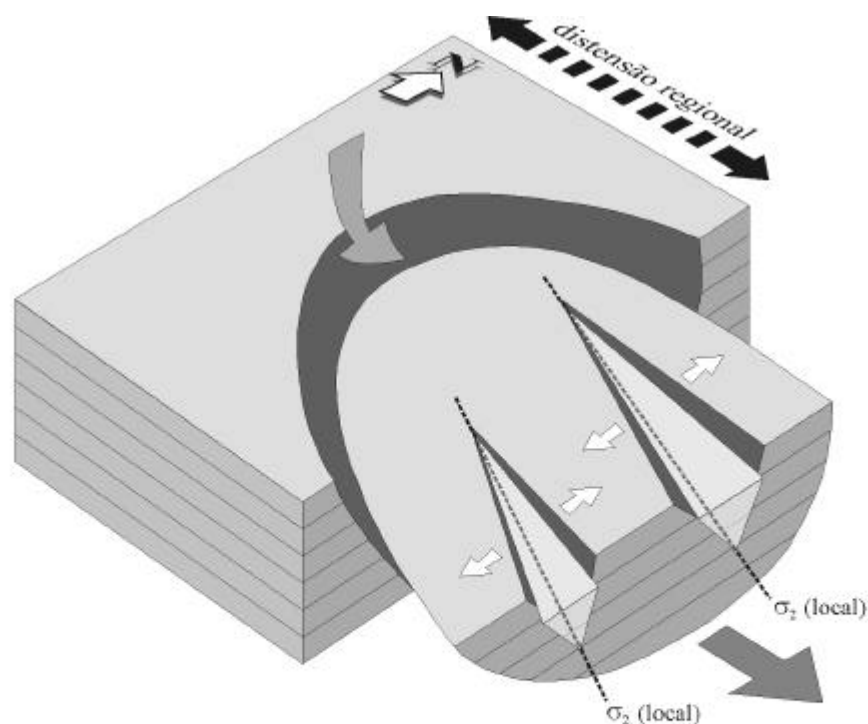


Fig. A.12 - Bloco diagrama que ilustra as relações geométricas e cinemáticas entre: i) as falhas em colher e as tensões regionais; e ii) entre as falhas normais sinsedimentares e os escorregamentos gravíticos. A formação das falhas em colher está associada a movimentos tectónicos verticais no substrato; a das falhas sinsedimentares está associada a tracção (setas brancas horizontais no compartimento deslocado) induzida pela geometria das falhas em colher (abertura no sentido do deslocamento). Escala não uniforme entre as falhas em colher (deca-métricas a hecto-métricas) e as falhas sinsedimentares (deci-métricas).

3 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A partir destas observações locais, dois temas de discussão serão aqui abordados, no contexto da evolução da Bacia Lusitaniana durante o Kimmeridgiano: a idade de instalação do diapiro e os enquadramento paleogeográfico e geodinâmico regionais.

1) A idade do diapiro de Santa Cruz

Uma primeira hipótese, associa a formação dos escorregamentos ao levantamento progressivo do substracto por ascensão do diapiro, o que implica idade kimmeridgiana. Neste caso, uma situação deve ser desde já colocada de parte, que é a do diapiro ter extruído nesta idade. Esta exclusão prende-se com o facto de nenhum dos clastos encontrados nos níveis conglomeráticos apresentar composição idêntica à das rochas presentes no interior do diapiro. Mais ainda, dada a proximidade do bordo do diapiro, seria de esperar encontrar blocos provenientes do desmantelamento do bordo, incorporados na Formação da Abadia. Nenhum foi encontrado. Para além do mais, não se compreende bem como é que calhaus provenientes do bordo da bacia, a Oeste, podem aproximar-se tanto (encostar) de um relevo estrutural.

No entanto, é amplamente conhecido da bibliografia a descrição de casos em que diapiros evoluem sem chegarem a extruir (isto é, atingirem a fase passiva). Esta situação é possível de ocorrer quando os sedimentos recobrem o corpo à medida que ele ascende (Fig. A.13, modelo 1). Esta hipótese, apesar de não colocar o problema da ausência de indicadores litológicos, também não nos parece verosímil porque:

i) o nível estrutural que implica a localização do afloramento estudado (zona provavelmente intermédia do tronco do diapiro, por razões atrás discutidas) não é compatível com a espessura de sedimentos acima deste *datum* (200 m para a Formação da Abadia), mesmo admitindo uma evolução mais prolongada no tempo, com a sobreposição das unidades subsequentes;

ii) a direcção original dos escorregamentos indica, no bordo Oeste do diapiro, deslocamento para zonas deprimidas a Este (o que implicaria atravessarem o diapiro). Mais ainda, se a taxa de recobrimento de sedimentos igualava a taxa de ascensão do diapiro, o pendor geral da topografia do fundo teria, de qualquer forma, de estar genericamente inclinado para o interior da bacia, uma vez que a proveniência dos sedimentos era de Oeste.

A segunda hipótese é a da formação pós-jurássica do diapiro. Recentemente, diversos autores têm defendido a formação dos diapiros na Bacia Lusitaniana durante a inversão miocénica (CANÉROT *et al.*, 1995; KULLBERG *et al.*, 1997) para diapiros localizados ao longo

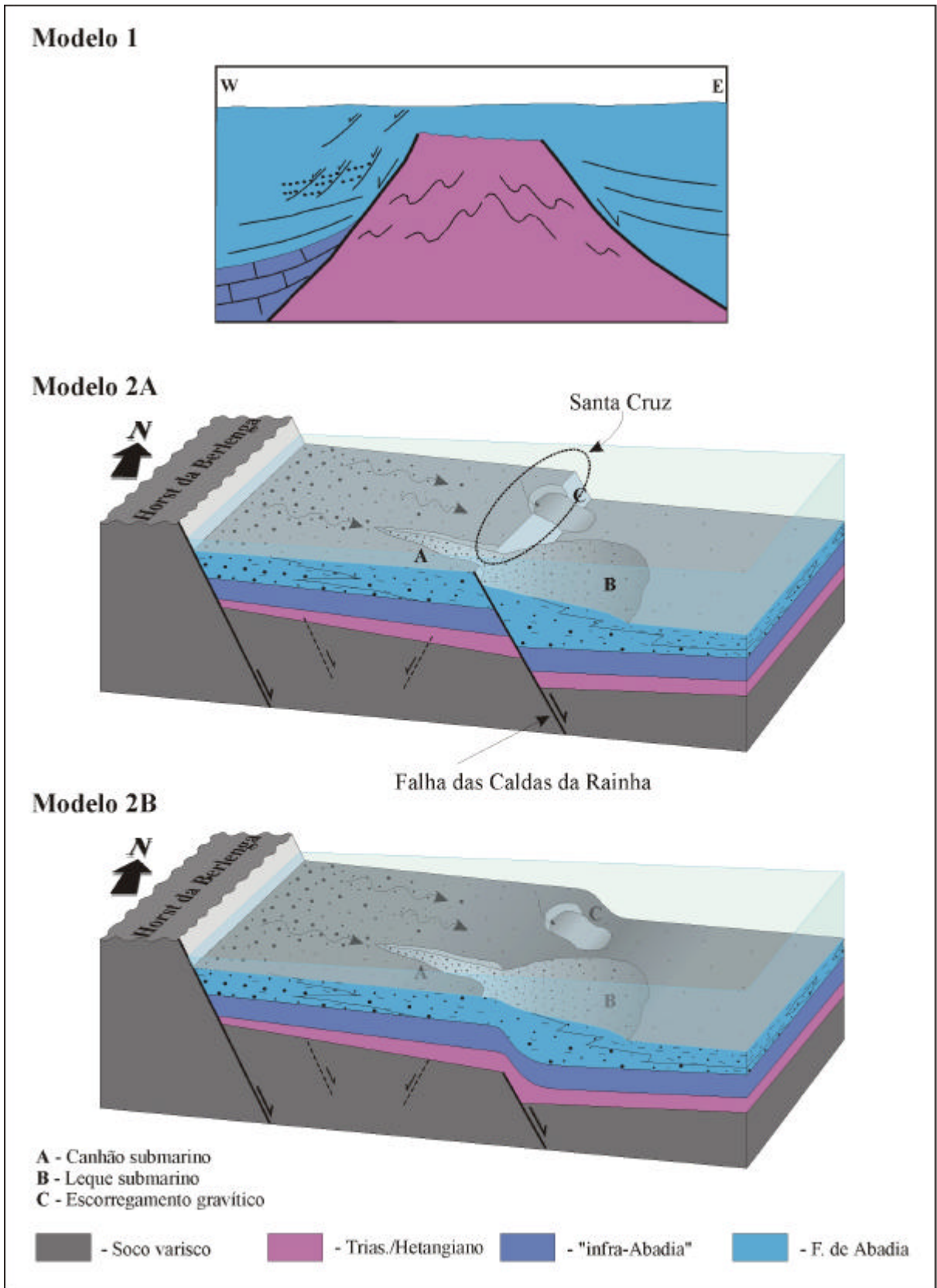


Fig. A.13 - Propostas de modelo de evolução tectono-sedimentar da Formação de Abadia na região de Santa Cruz. 1) Modelo bidimensional, que associa a formação de escorregamentos sinsedimentares a ascensão diapírica com taxa igual à da deposição dos sedimentos. 2) Modelos tridimensionais que associam os escorregamentos e a formação de leque submarino a Sul de Santa Cruz, com movimento de falha normal no soco com (A), ou sem (B), propagação para os sedimentos da cobertura.

da falha das Caldas da Rainha, respectivamente o diapiro das Caldas da Rainha e de Serra de El-Rei e Rasmussen *et al.*, 1998 para a generalidade dos diapiros). Esta discussão será retomada no próximo subcapítulo.

Desta forma, a nossa interpretação é a de que as estruturas superficiais (Formação da Abadia no encaixante) ter-se-ão formado por gradiente criado na superfície topográfica (rampa) provocado por subsidência do compartimento Este (bloco suspenso) da falha das Caldas da Rainha. O modelo proposto não é ainda definitivo porque, para além de carecer de comprovação geofísica, fica por esclarecer se esta falha terá tido um comportamento puramente *thick skinned* (Fig. A.13, modelo 2A) ou *thin* e *thick skinned* (Fig. A.13, modelo 2B).

ANEXO B

Mapa Tectónico da Arrábida

(em bolsa na contracapa)

ANEXO C

Mapa Tectónico de Sintra










(em bolsa na contracapa)

MAPA TECTÓNICO DA ARRÁBIDA




UNIDADES (FOTO)GEOLOGICAS

- M+P+Q (ind.)
- M⁴
- M³
- M²
- M¹
- φ_c
- φ
- C (ind.)
- C³
- C²
- C¹
- J_b³
- J_a³
- J²
- J_b¹
- J_a¹
- Doleritos

ESTRUTURAS

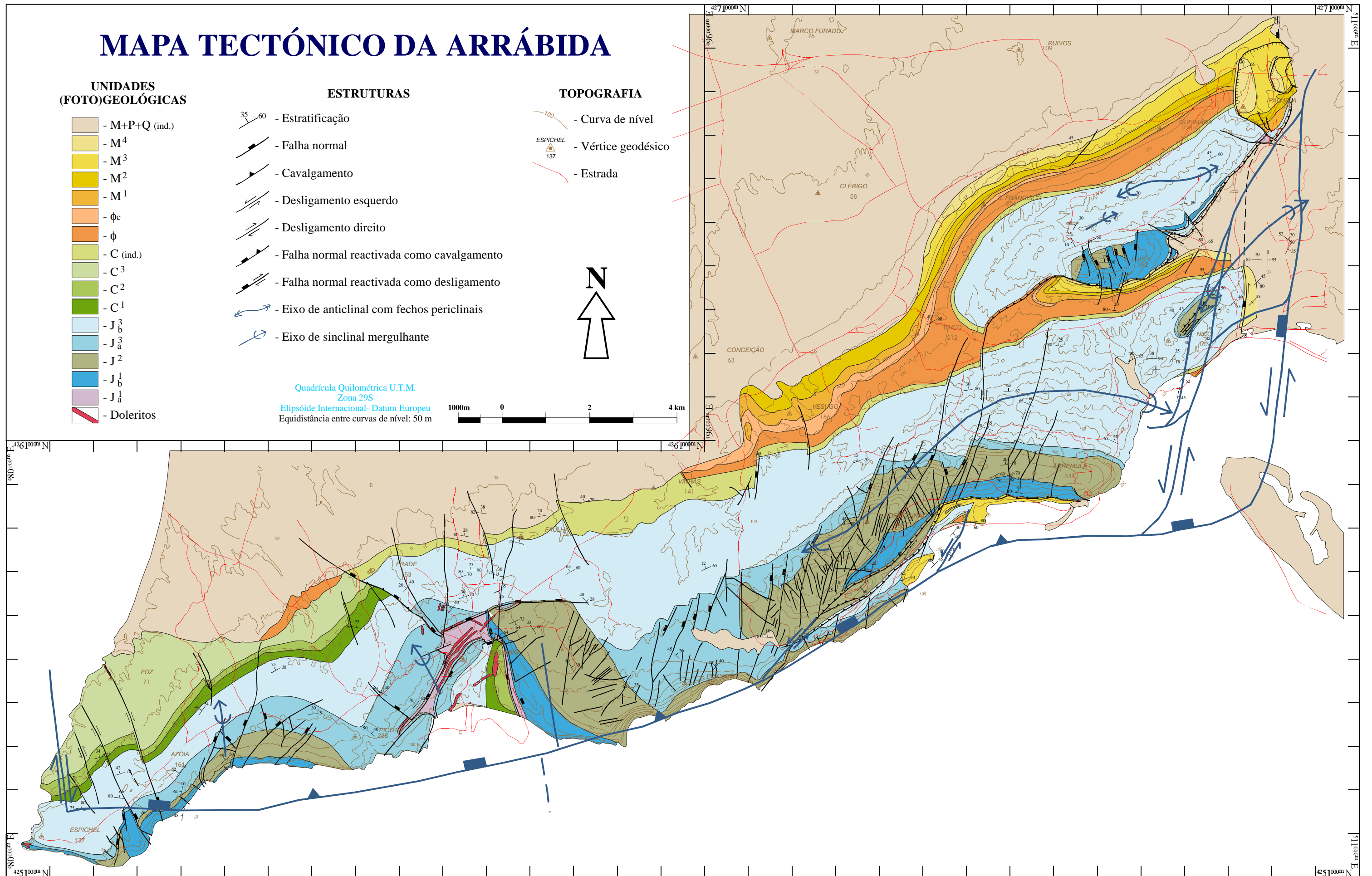
-  - Estratificação
-  - Falha normal
-  - Cavalgamento
-  - Desligamento esquerdo
-  - Desligamento direito
-  - Falha normal reactivada como cavalgamento
-  - Falha normal reactivada como desligamento
-  - Eixo de anticlinal com fechos periclineais
-  - Eixo de sinclinal mergulhante

TOPOGRAFIA

-  - Curva de nível
-  - Vértice geodésico
-  - Estrada

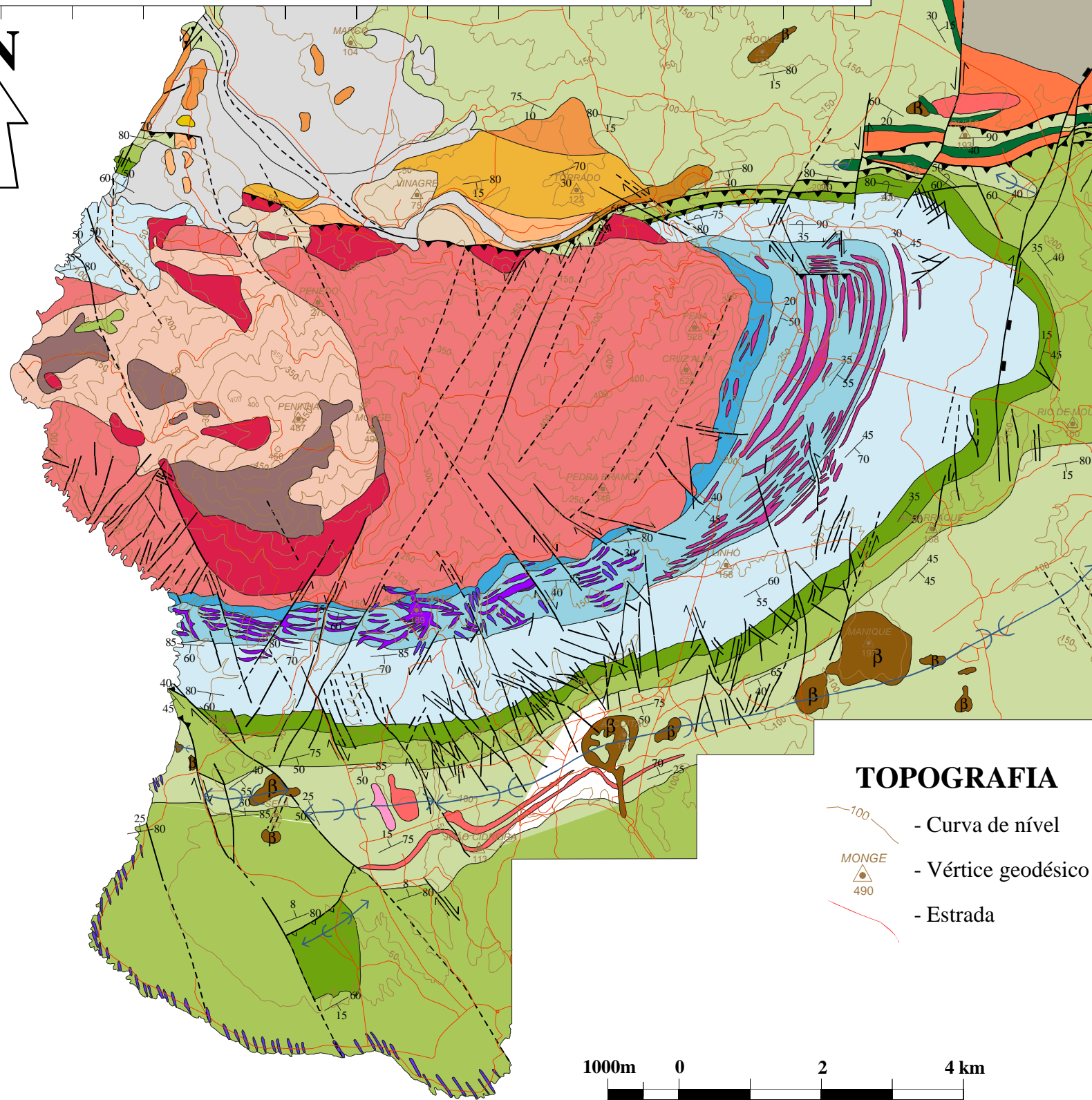


Quadrícula Quilométrica U.T.M.
Zona 29S
Elipsóide Internacional- Datum Europeu
Equidistância entre curvas de nível: 50 m



MAPA TECTÓNICO DE SINTRA

M. C. Kullberg & J. C. Kullberg



UNIDADES GEOLÓGICAS

	- Q (ind.)		- Granito
	- Q FV		- Sienito
	- $\Phi + Q$		- Brecha ígnea
	- M^4		- Gabro
	- M^3		- Filão radial
	- Φ FS		- "Cone sheet"
	- Φ FN		- Filão camada
	- Φ FT/FPG		- Lamprófiro
	- CMS		- Traquito
	- Φ (ind.)		

ESTRUTURAS

	- CVL		- Estratificação
	- C^4		- Estratificação invertida
	- C^3		- Cavalgamento
	- C^2		- Cavalgamento (prov.)
	- C^1		- Falha normal
	- J^5		- Desligamentos
	- J^4		- Anticlinal
	- J^3		- Anticlinal mergulhante
			- Sinclinal
			- Sinclinal mergulhante
			- Doma do Brouco

TOPOGRAFIA

	- Curva de nível
	- Vértice geodésico
	- Estrada



Quadrícula Quilométrica U.T.M.
Zona 29S
Elipsóide Internacional- Datum Europeu
Equidistância entre curvas de nível: 50 m

455600mE
4280420mN

479600mE
4280640mN