

Universidade de Évora



Departamento de Geociências

**CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO
TECTONO – ESTRATIGRÁFICO DO
NORDESTE ALENTEJANO**

TRANSVERSAL TERENA – ELVAS

**Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais
existentes na região
(Mármore e Granitos)**

ORIENTADOR: JOSÉ BRANDÃO SILVA

(Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa)

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

JOAQUIM LUÍS GALEGO LOPES

2003

Universidade de Évora



Departamento de Geociências

**CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO
TECTONO-ESTRATIGRÁFICO DO
NORDESTE ALENTEJANO**

TRANSVERSAL TERENA – ELVAS

**Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais
existentes na região
(Mármore e Granitos)**

Dissertação apresentada à Universidade de Évora
Para a obtenção do grau de Doutor em Geologia
na especialidade de Geologia Estrutural

ORIENTADOR: JOSÉ BRANDÃO SILVA

(Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa)

Esta tese não inclui as críticas e sugestões feitas pelo júri.

JOAQUIM LUÍS GALEGO LOPES

2003

À minha família
e
ao Professor Francisco Álvaro Gonçalves

LUÍS LOPES
2003

**CONTRIBUIÇÃO PARA O CONHECIMENTO TECTONO-ESTRATIGRÁFICO
DO NORDESTE ALENTEJANO – TRANSVERSAL TERENA – ELVAS**

Implicações económicas no aproveitamento de rochas ornamentais existentes na região
(Mármore e Granitos)



Feliz aquele que conseguiu compreender a causa das coisas.

Virgílio

*O aluno a quem nunca se pediu para fazer o que não é capaz, nunca
faz aquilo que realmente consegue fazer.*

John Stuart Mill

*A melhor maneira de prever o que está para vir,
é lembrar o que já passou.*

George Savile

Preâmbulo

Ao ser convidado pelo Professor Francisco Gonçalves, em 1990, para integrar o Departamento de Geociências da Universidade de Évora foi-me pedido que viesse estudar os mármores do anticlinal de Estremoz. Estes constituíam uma paixão inacabada do Professor que aí havia desenvolvido projectos de investigação e acima de tudo desejava que a ligação entre a Universidade e as empresas do Sector das Rochas Ornamentais (Sector) fosse estabelecida biunivocamente; no seu entender, só assim faria sentido o esforço desenvolvido na Academia. Foi com entusiasmo que aceitei o cargo, em primeiro lugar por ter nascido na região e ainda porque por motivos familiares também estava ligado à indústria das rochas ornamentais.

Olhando para o Sector e principalmente para o modo como os geólogos e engenheiros geólogos, hoje são reconhecidos no meio empresarial, estou certo que essa foi uma aposta ganha, pois muita coisa mudou!

Hoje, quem se preocupa com o destino da sua empresa e dos seus trabalhadores não dispensa a consulta especializada antes de avançar/iniciar uma exploração, não só neste Sector mas também das rochas industriais em geral.

Esta filosofia de trabalho enquadra-se na minha maneira de pensar: ciência – sim; aplicável – sem dúvida; aplicada – o ideal. Os frutos alcançados nos vários projectos em que estive envolvido nos últimos anos, permitem-me encarar com optimismo o trabalho futuro. São uma garantia de que mesmo que os trabalhos desenvolvidos sejam mais de índole académica e que à partida possam parecer um pouco distantes dos

objectivos práticos como sejam, por exemplo a exploração sustentada de rochas ornamentais; certo é que estes trabalhos irão enriquecer uma base de dados e conhecimentos que, não duvido, serão aplicados futuramente.

Concretamente, no decorrer dos trabalhos que conduziram à presente tese foi possível elaborar um modelo estrutural conceptual para o anticlinal de Estremoz, daí que, por várias vezes, já tenha assistido a casos onde a transposição dos conhecimentos académicos para a resolução de casos pontuais de exploração dos mármore no anticlinal de Estremoz, deixe estupefactos os industriais que não nos imaginavam conhecedores de algo tão útil para eles!

AGRADECIMENTOS

Chegado o momento de entregar a “Tese”, é da praxe Académica escrever algumas linhas de agradecimento dirigidas àqueles que comigo mais de perto privaram na ingente tarefa de a produzir. Não querendo cair no lugar comum de “agradecer a todos aqueles que de algum modo contribuíram para a realização da presente tese”, merecem-me pela estima e respeito mútuo destacar algumas pessoas.

Antes de mais convém referir que o presente trabalho foi realizado no Departamento de Geociências da Universidade de Évora, sob a orientação de José Brandão Silva, Professor do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa a quem agradeço todo o apoio no trabalho de campo, na discussão dos resultados, comentários e revisão crítica que muito contribuiu para o substancial melhoramento do texto; sem a sua compreensão e inestimável apoio, principalmente na fase terminal de conclusão desta tese, não seria possível estar a escrever estas linhas.

Porque nada se faz sem recursos financeiros, este suporte deve-se em parte à bolsa de doutoramento PRODEP, medida 5, Acção 5.2 – Formação Avançada para o Ensino Superior (Projecto 5.2/ALE/193.007/95) e aos projectos de investigação:

- 1. TECTIBER – Tectonofísica dos Variscidas Ibéricos (PRAXIS /2/2.1/CTA/353/94);**
- 2. Mármore Romanos em Portugal:** caracterização artística, petrográfica, química e isotópica. **(PRAXIS/2/2.1/CSH/819/95) e,**

3. **Estudo da viabilidade da exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz** (Departamento de Geociências da Universidade de Évora / Instituto Geológico e Mineiro / IAPMEI – PEDID II - Medidas voluntaristas).
4. A impressão da presente Tese e algum trabalho de campo realizado nos dois últimos anos foram parcialmente financiados pelo **Centro de Geofísica de Évora**.

A todo o pessoal do Instituto Geológico e Mineiro, com particular destaque para o Dr. José Moreira que em mim confiou para parceiro dos vários projectos em que colaborámos, secundado pelo Dr. Carlos Vintém, sempre disponível a prestar esclarecimentos e a confidenciar-me as suas dúvidas, por vezes iguais às minhas mas na maior parte das vezes nem por isso e ainda bem pois assim ambos aprendemos; ao Victor Lisboa, companheiro no estudo dos granitos do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália; à Patrícia Falé e Costa, ao Paulo Henriques e ao Jorge Carvalho aqui fica o meu reconhecimento pela amizade e por me fazerem sentir em casa quando estou na sua presença (mesmo que não seja no Instituto Geológico e Mineiro). A mesma simpatia e igual consideração tenho pelos colegas José Piçarra e Vítor Oliveira (Instituto Geológico e Mineiro – Beja), recorro em particular a disponibilidade e vontade de ensinar do Dr. Vítor Oliveira, conhecedor profundo da Zona de Ossa – Morena.

Aos *colegas de luta* do Departamento de Geociências da Universidade de Évora, quero agradecer os momentos que temos passado nestes doze anos de vivência. Não querendo ser injusto com ninguém, gostaria de referir o Zé Carrilho pelos bons momentos durante os dias de campo em que trabalhamos

em Santa Eulália, o Ruben pelas nossas aventuras cinematográficas, o Alex pela amizade e pelas visitas ao campo, o Rui pela energia que põe naquilo que faz, à Sandra e à Celeste por me ajudarem na elaboração das lâminas delgadas e à Idalinda e à Teresa por estarem sempre disponíveis a ajudar, sem elas tenho a certeza que todos seríamos “afogados” pela burocracia; aos restantes o meu reconhecimento pela amizade que sempre demonstraram.

Ao “Takis” (Panagiotis Sarantopoulos), arqueólogo da Câmara Municipal de Évora agradeço a estima e a estreita relação que ajuda a aproximar os nossos trabalhos; cada vez mais a Arqueologia e a Geologia tem pontos em comum, a Arqueogeologia é mesmo uma disciplina em desenvolvimento e fico feliz por poder participar nestas “descobertas”.

À memória do Prof. Francisco Gonçalves quero aqui prestar a minha homenagem, não passa um dia que não reviva algum do tempo que passámos juntos; hoje parece tão pouco... Muito me ensinou mas, muito mais ficou por transmitir. O conhecimento profundo que tinha do campo alentejano, não tem paralelo em ninguém que eu conheça, a sua experiência é para mim um exemplo e, sem dúvida que se o Professor e Amigo estivesse vivo há muito que esta tese estaria concluída. Como se costuma dizer *a mais longa viagem começa com um simples passo*, ora o Professor obrigava-nos a dar esse passo e “volta e meia” dava-nos um “empurrãozinho”. Para si, Professor, um grande bem-haja, sempre!

Por último gostaria de agradecer aos meus pais, que sempre me deram liberdade para fazer as minhas opções, e aos meus sogros pelo apoio e por me

aliviarem as tarefas de Pai. À Lurdes agradeço todo o apoio, revisão do texto e por acreditar nas minhas capacidades, às vezes, mais do que eu próprio. Aos meus pequenos Ana Lurdes e Salvador (as minhas duas primeiras teses, em co-autoria, obviamente!) agradeço a enorme alegria de viver que demonstram, a sua presença enche qualquer casa e basta a lembrança de um sorriso deles para os meus problemas desaparecerem. Também lhes agradeço a compreensão que demonstraram pela minha ausência nestes últimos meses em que não pude passar com eles o seu mais precioso tempo – as férias. Obrigado crianças!

Évora, 15 de Setembro de 2003

Joaquim Luís Galego Lopes

ÍNDICE

	Página
Preâmbulo	1
Agradecimentos	3
Índice	7
Índice de figuras	13
Índice de quadros	37
Resumo	39
Abstract	43
1 INTRODUÇÃO	47
1.1 Apresentação	47
1.2 Objectivos	51
1.3 Metodologia aplicada na realização da presente tese	53
1.4 Localização e base geológica/topográfica utilizada	56
1.5 Interesse das formações aflorantes nos sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos na produção de rochas ornamentais	59
1.5.1 Anticlinal de Estremoz	59
1.5.2 Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália	62
1.5.3 Gabros e dioritos	65
1.5.4 Xistos	66
1.6 Conceitos gerais de deformação e tectonogénese	69
1.6.1 Transpressão / Transtensão	69
1.6.1.1 Modelo de Transpressão/ Transtensão	72
1.6.1.2 Deformação incremental e trajectórias de deformação	76
1.6.1.3 Transpressão Simples (como definida por Harland em 1971)	79
1.6.1.4 Aplicação do Modelo de Transpressão a zonas de dobramento	80
1.6.1.4.1 Dobramento <i>en échelon</i>	80
1.6.1.4.2 Obliquidade de dobras maiores e menores	81
1.6.1.5 Transpressão em arcos e terminações	83
1.6.1.5.1 Arcos em convergência oblíqua	83
1.6.1.5.2 Arcos em zonas de cisalhamento simples	83
1.6.1.5.3 Terminações de zonas em distensão	85
1.6.1.6 Efeitos da transpressão próximos da superfície	86

1.6.1.7	Conclusões e complementos teóricos ao Modelo de Harland/Sanderson & Marchini.	86
1.6.2	Aplicabilidade do Modelo de Transpressão no anticlinal de Estremoz	91
2	SÍNTESE TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA	97
2.1.	Introdução	97
2.2.	Sectores da Zona de Ossa – Morena	102
2.2.1.	Faixa Blastomilonítica	102
2.2.2.	Sector de Alter do Chão – Elvas	107
2.2.3.	Sector de Estremoz – Barrancos	114
2.2.3.1.	Problemática relativa à idade da Formação de Terena	121
2.2.3.2.	Estratigrafia do Anticlinal de Estremoz	126
2.2.3.2.1.	Carsificação Paleozóica no anticlinal de Estremoz	129
2.2.3.2.2.	O horizonte silicioso no anticlinal de Estremoz e a separação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz da Formação Dolomítica	130
2.2.3.2.3.	Relações tectono-estratigráficas entre os anticlinais de Estremoz e de Ferrarias	139
2.2.3.2.4.	Ensaio de correlação tectonoestratigráfica entre o anticlinal de Estremoz e a sucessão precâmbrica – ordovícica de Danby, Vermont – E.U.A.	149
2.2.3.2.5.	Zonamento dos mármore Ruivina no anticlinal de Estremoz	154
2.2.3.2.6.	Formações envolventes ao anticlinal de Estremoz	155
2.2.4.	Sector de Montemor – Ficalho	156
2.2.4.1	Sinclinal de Cabrela	163
2.2.5.	O Maciço de Beja	164
2.2.5.1	Complexo Vulcano – Sedimentar de Toca da Moura	166
2.2.5.2	Bacia carbonífera de Santa Susana	167
2.2.6.	Contacto da Zona de Ossa-Morena com a Zona Sul Portuguesa	171
2.2.7.	Antiforma do Pulo do Lobo	172
2.2.7.1	Formações do flanco nordeste do Antiforma do Pulo do Lobo	172

3	EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA E ESTRATIGRAFIA SEQUENCIAL APLICADA À REGIÃO EM ESTUDO	177
3.1	Introdução	177
3.2	O modelo de Vail (Vail et <i>al.</i> , 1977)	188
3.3	O modelo aplicado à estratigrafia da Zona de Ossa – Morena	194
3.3.1	Precâmbrico da Zona de Ossa – Morena	196
3.3.2	Câmbrico da Zona de Ossa – Morena	200
3.3.2.1	Câmbrico de Alter do Chão – Elvas	200
3.3.2.2	Câmbrico de Assumar	203
3.3.2.3	Câmbrico de Ouguela	203
3.3.2.4	Câmbrico de Estremoz	204
3.3.2.5	Outros afloramentos de idade Câmbrica	205
3.3.2.6	Afloramentos câmbricos espanhóis.	205
3.3.2.6.1	Unidade de Zafra	206
3.3.2.6.2	Unidade de Alconera	206
3.3.2.6.3	Unidade de Usagre	209
3.4	Características dos afloramentos Câmbricos na Zona de Ossa – Morena e a sua relação com o Modelo de Vail	210
4	TECTÓNICA	215
4.1	Características gerais da Tectogénese, dos Sectores de Estremoz – Barrancos e Alter do Chão – Elvas, da Zona de Ossa – Morena	215
4.1.1	Fases de deformação	215
4.1.2	Metamorfismo	223
4.2	Interpretação de estruturas mesoscópicas	225
4.2.1	Tectónica e Estrutura – Sector de Alter do Chão – Elvas	226
4.2.1.1	Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem	226
4.2.1.2	Domínio de São Saturnino – Juromenha	237
4.2.2	Tectónica e Estrutura – Sector Estremoz – Barrancos	245
4.2.2.1	Domínio de Ferrarias – Nave	246
4.2.2.2	Anticlinal de Estremoz	255

4.2.2.2.1	Estruturas discordantes anteriores à deformação	255
4.2.2.2.2	Estruturas de primeira fase	257
4.2.2.2.3	Estruturas de segunda fase	266
4.2.2.2.4	Corredores de deformação NNW-SSE a NW-SE	270
4.2.2.2.5	Fracturação WSW-ENE com filões doleríticos associados	282
4.2.2.2.6	Fracturação associada aos mecanismos de dobramento e a acidentes tardí-hercínicos	283
4.2.2.2.7	Aspectos particulares	287
4.2.2.3	Sinclinal de Terena e terrenos envolventes	291
5	APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO SUBTERRÂNEA DE MÁRMORES NO ANTICLINAL DE ESTREMOZ	303
5.1	Apresentação e âmbito do projecto desenvolvido	305
5.2	Seleção da área para estudo	309
5.3	Controle estrutural da jazida	312
5.3.1	Aspectos gerais	312
5.3.2	Segmentação do anticlinal de Estremoz em blocos segundo uma rede sub-vertical de descontinuidades WSW-ENE/NNW-SSE	314
5.3.3	Disposição arqueada do anticlinal de Estremoz	321
5.4	Desenvolvimento do projecto	324
5.4.1	Recolha de dados	324
5.4.2	Caracterização da fracturação	326
5.5	Observações preliminares referentes aos dados recolhidos	333
5.6	Seleção do volume alvo para a instalação da exploração subterrânea piloto de mármore no anticlinal de Estremoz	351
5.7	Projecto de Execução	358

6	APLICAÇÃO DE FUNDAMENTOS E DADOS DE NATUREZA ESTRUTURAL E TECTÓNICA, À EXPLORAÇÃO DE GRANITOS NO MACIÇO ÍGNEO DE MONFORTE – SANTA EULÁLIA	360
7	CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES	381
7.1	Evolução geodinâmica	381
7.1.1	Características gerais da tectónica regional	381
7.1.2	Ensaio de reconstrução geodinâmica	383
7.2	Conclusões	404
7.3	Linhas de investigação a desenvolver	408
	BIBLIOGRAFIA	411
	ANEXOS	435
	MAPA GEOLÓGICO GERAL DA ÁREA ESTUDADA E CORTES INTERPRETATIVOS DAS ESTRUTURAS AFLORANTES	437
	ESBOÇO ESTRUTURAL DA ÁREA ESTUDADA	439
	APÊNDICES	439
	CURRICULUM VITAE	451
	Errata	
	Anexo – Dados estruturais	

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

	Pág.
Fig. 1.1 – Principais Unidades Paleogeográficas e tectónicas da Península Ibérica. IM - Maciço Ibérico, 1 - Zona Cantábrica, 2 - Zona Oeste Astúrico - Leonesa, 3 e 4 - Zona Centro Ibérica, 5 - Zona de Ossa Morena, 6 - Zona Sul Portuguesa, PA - Afloramentos precâmbrios e paleozóicos nas cordilheiras alpinas, PB - Batólito de Pedroches, PPC - Cobertura pós - Paleozóica. Adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , (1990).	47
Fig. 1.2 – Divisões tectono-estratigráficas da Zona de Ossa Morena, em Portugal. <i>In</i> : Oliveira <i>et al.</i> , 1991.	48
Fig. 1.3 – Exemplo de composição fotográfica elaborada, neste caso, a partir de seis imagens individuais. São claramente distintos os critérios de cisalhamento esquerdos com topo para noroeste (não interpretados sobre a fotografia). Estrada S. Amaro – Veiros.	55
Fig. 1.4 – Exemplo de composição fotográfica elaborada, a partir de cinco imagens individuais. Pedreira – Magratex – Olival Grande, flanco SW do anticlinal de Estremoz Observa-se distintamente o bandado nos mármore e (à direita, em baixo, na sombra) um filão de rocha básica intrusiva fracturado, entre outros aspectos.	55
Fig. 1.5 – Exemplo de composição fotográfica elaborada, neste caso, a partir de treze imagens individuais. À direita observam-se metavulcanitos básicos da Formação de Terrugem, na EN4, junto à povoação do mesmo nome. Como se depreende uma foto deste tipo assim “espalmada” não dá grande informação, o que já não aconteceria se a sua visualização fosse feita em computador onde através de movimentos de ampliação e redução (zoom <i>in</i> /zoom out) e de arraste lateral e/ou vertical (scroll) poderíamos “ver” mais de perto as rochas representadas.	55
Fig. 1.6 – Localização geográfica e situação da área em estudo em relação à disposição das cartas topográficas na escala 1:25.000 dos Serviços Cartográficos do Exército. Representam-se ainda os principais domínios, referidos no resumo, definidos com base em critérios estruturais essencialmente geométricos.	57
Fig. 1.7 – Mapa de localidades existentes na área em estudo. A verde assinala-se o percurso otimizado entre as diferentes localidades, a título de curiosidade, este perfaz 380 quilómetros. O N°20, não identificado na figura, corresponde à povoação de Terrugem.	58
Fig. 1.8 – Situação do anticlinal de Estremoz no território nacional.	61
Fig. 1.9 – Complexo Plutónico de Monforte – Santa Eulália. Legenda: Zona de Ossa – Morena - Zona de Ossa – Morena; Li – Lisboa; Md – Madrid; A – Albufeira do Caia; CC – corneanas calcossilicatadas, corneanas pelíticas e mármore; CB – corneanas básicas (metagabros anfibólicos); M – gabros, dioritos e granodioritos (grupo M); G0 – granitos róseos; G1 – granitos cinzentos com tendência porfiróide; G2 – granitos cinzentos de grão médio; G3 - granitos cinzentos de grão fino. Esboço elaborado a partir de Gonçalves (1971), Gonçalves et al. (1972 e 1975) e Oliveira (1975). <i>In</i> Carrilho, J (1988).	64
Fig. 1.10 – Principais centros de exploração de rochas ornamentais na Zona de Ossa – Morena.	65
Fig. 1.11 – Vista geral da pedreira abandonada situada no Monte Branco (à direita) próximo de Redondo. No horizonte destaca-se a silhueta orografia da Serra de Ossa. Morena. Em primeiro plano, da esquerda para a direita podemos observar: (A) Enclave félsico com indícios de dissolução e reacção com o diorito quártzico; (B) Filão intrusivo félsico com orla de reacção com o diorito	67

quártzico; (C) Aspecto textural homogéneo da rocha, e (D) Pormenor de (C). Dado o seu imprevisível carácter espacial, os aspectos referenciados em (A) e (B) foram os que mais contribuíram para que a exploração fosse abandonada.

- Fig. 1.12 – Pedreira do Mestre André – Barrancos. Piso superior à exploração principal onde se pode constatar que o xisto continua a ter interesse comercial. Em cima à direita e em baixo à esquerda podem-se observar dois pormenores das pistas presentes no xisto. Em baixo à esquerda, um dos aspectos texturais /estéticos que o xisto pode apresentar. 67
- Fig. 1.13 – Estruturas maiores na Zona de Ossa – Morena. BCSZ – Banda de cisalhamento de Badajoz – Córdova. *In: Ribeiro et al., (1988).* 71
- Fig. 1.14 – Geometria da transpressão. Transformação de um cubo unitário por encurtamento paralelo ao eixo Y e cisalhamento paralelo ao eixo X. O volume é conservado pelo espessamento paralelo ao eixo Z. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 73
- Fig. 1.15 – Diagrama de Flinn onde estão expressas as relações axiais $a = X/Y$ e $b = Y/Z$ resultantes do modelo de transpressão para vários valores de $\alpha-1$ (linha contínua) e γ (linha tracejada). Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 74
- Fig. 1.16 – Representação da orientação do eixo maior da elipse de deformação no plano horizontal (θ'). As linhas contínuas indicam o eixo X horizontal e as tracejadas o eixo X na vertical. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 76
- Fig. 1.17 – Diagramas que mostraram a orientação de fracturas no modelo de Transpressão. C, eixo de compressão; E, eixo de extensão; N - falhas normais; T - falhas inversas; R, R', cisalhamentos Riedel; V, veios, filões ou fracturas de extensão; F, eixos de dobras. O diagrama central corresponde ao modelo de cisalhamento tectónico clássico. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 78
- Fig. 1.18 – Modelo de transpressão simples envolvendo o movimento de blocos rígidos (sombreado diagonal) com deformação transpressiva da zona pontuada. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 80
- Fig. 1.19 – Critérios de cisalhamento (“C”/“S”) esquerdos, falhas e dobras em banda de cisalhamento em mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Plano horizontal na pedreira “Plácido Simões” – Olival Grande, flanco SW da estrutura. 82
- Fig. 1.20 – Modelo para mostrar a formação duma região transpressiva entre dois alinhamentos desemparelhados numa zona de compressão ($\gamma = 0$). No diagrama inferior o encurtamento é de $\alpha-1 = 0.8$. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 83
- Fig. 1.21 – Diagrama que mostra a formação duma zona de transpressão simples. O bloco rígido superior (sombreado diagonal) desloca-se para a esquerda em relação ao de baixo, originando uma área de transpressão (pontos). As partes que não estão sombreadas estão sob cisalhamento simples. Também mostra a orientação dos eixos das dobras dentro e fora da região em transpressão. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 85
- Fig. 1.22 – Padrão da distribuição de deformação em regiões de transpressão na terminação de falhas distensivas. C, zonas em compressão mostrando a orientação das dobras; D, zonas em distensão mostrando a orientação de falhas normais. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984). 85
- Fig. 1.23 – Corte esquemático ilustrativo de uma zona de transpressão com espessamento crustal e desenvolvimento de uma “flower structure”. Adaptada de Sanderson & Marchini, (1984) segundo Harding & Lowell (1979). 86

Fig. 1.24 – Tipos de deformação transpressiva e transtensiva: de A a E verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou de encurtamento (para a transtensão). O tipo B corresponde ao definido por Sanderson & Marchini (1984). Adaptada de Fossen & Tikoff (1998).	88
Fig. 1.25 – Exemplos de deformação transpressiva: a) Sanderson & Marchini (1984); b) Fossen & Tikoff (1998); c) Dias & Ribeiro (1994), Jones <i>et al.</i> , (1997); d) e e) Robin & Cruden (1994); f) e g) Dutton (1997). <i>In: Dewey et al.</i> , (1998).	89
Fig. 1.26 – Diagrama de Flinn ilustrando exemplos de deformação transpressiva com achatamento e transtensiva com constrição. <i>In: Dewey et al.</i> , (1998).	90
Fig. 1.27 – Génese de lineações de estiramento paralelamente ao eixo maior do elipsóide de deformação finita (X) em cisalhamento simples e em transpressão dominada por desligamento. <i>In: Tikoff & Greene</i> (1997).	90
Fig. 1.28 – Esquema representativo da actuação de uma falha lítrica desenvolvida durante a fase de “rifting” e limitando a nordeste o anticlinal de Estremoz. 1 – Formações pelíticas envolventes ao anticlinal de Estremoz; 2 – Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz; 3 – Formação Dolomítica; 4 – Formação de Mares e 5 – Substrato Proterozóico.	93
Fig. 1.29 – Representação esquemática do anticlinal de Estremoz, repare-se que o encurtamento na direcção NE - SW é acompanhado por alongamento na direcção perpendicular. T “bandas” transpressivas; F direcções axiais; E estiramento, C compressão máxima.	94
Fig. 1.30 – Critérios de movimentação direita induzidos por movimentação diferencial em num conjunto onde predominam os movimentos esquerdos. Pedreira da Empresa Marmetal em Fonte da Moura – Pardais, à cota -110 metros da boca da pedreira.	95
Fig. 1.31 – Filão básico intrusivo e sub concordante no Complexo Vulcano – sedimentar-carbonatado de Estremoz. Pedreira na EN 255 entre Vila Viçosa e Borba. À esquerda esquema tridimensional interpretativo das estruturas representadas na fotografia. O achatamento no sentido SW-NE é compensado pelo estiramento na direcção perpendicular, simultaneamente ocorre cisalhamento esquerdo com topo para norte. S1 e S2 – Xistosidades de 1ª e 2ª fases, respectivamente.	95
Fig. 1.32 – Falhas normais em pedreira na região de Olival Grande, 1500 m a norte de Bencatel. Estas falhas posteriores aos dobramentos revelam a continuidade diacrónica do regime transtensivo.	96
Fig. 1.33 – Representação esquemática da variação do eixo em dobras menores de acordo com a actuação de um regime transpressivo esquerdo. Este esquema simplifica as observações de campo que se podem observar na Formação Dolomítica de Estremoz, 100 m a SE do v.g. Torre 2; sobre no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz na Pedreira Visamar 750 m a NE de Bencatel; na Formação Carbonatada de Elvas na EN4, junto ao cruzamento para São Lourenço; e em vários outros locais.	96

CAPÍTULO 2

Fig. 2.1 – Divisões do Maciço Ibérico (segundo Ribeiro <i>et al.</i> , 1979).	98
Fig. 2.2 – Terrenos Tectonostratigráficos da Península Ibérica. Adaptado de Quesada (1992)	100
Fig. 2.3 – Sectores tectonoestratigráficos da Zona de Ossa-Morena em Portugal. <i>In: Oliveira et al.</i> , (1991).	103
Fig. 2.4 – Domínios da Zona de Ossa Morena (segundo Apalategui <i>et al.</i> , 1990): A – Cobertura sedimentar	104

pós-paleozóica. B – Zona Centro-Ibérica. C – Batólito de Pedroches. D – Zona de Ossa Morena: a – cintururas metamórficas. 1 – Domínio de Beja – Aracena; 2 – Domínio de Barrancos – Hinojales; 3 – Domínio de Elvas – Cumbres Mayores; 4 – Domínios de Arroyo Molinos; 5 – Domínio de Zafra – Monesterio; 6 – Domínio da Serra Albarrana; 7 – Cintura ígnea de Villaviciosa – La Coronada; 8 – Domínio da Valência de Las Torres – Cerro Muriano (= Zona de Cisalhamento Tomar – Badajoz – Córdoba); 9 – Domínio de Obejo – Valsequillo – Puebla de Ia Reina. E – Unidade de Pulo do Lobo (inclui o Ófiolito de Beja – Acebuches). I, II – Plutões graníticos; III – Antiforma de Peraleda; F. Zona Sul Portuguesa: a – Faixa Piritosa Ibérica.

- Fig. 2.5 – Sequência estratigráfica esquemática da Faixa Blastomilonítica. Oliveira *et al.* (1991). 106
- Fig. 2.6 – Aspecto do “Conglomerado de Base do Câmbrico” observado na trincheira da estrada EN 373 – Elvas – Campo Maior, Km 15, junto ao V.G. Segóvia. 107
- Fig. 2.7 – Sequência estratigráfica esquemática do sector de Alter do Chão – Elvas (segundo Oliveira *et al.*, 1991). 109
- Fig. 2.8 – Vários aspectos de estruturas recifais bioedificadas do tipo: (A) estromatólitos; (B) trombolitos e (C) montículos recifais, pertencentes ao topo do “Miembro Sierra Gorda” da Formação de Alconera. Em baixo destacam-se alguns arqueociatos em secção (E) bem como um esquema representativo da estrutura interna (D) destes seres específicos do Câmbrico inferior. Estas rochas estão datadas do Ovetiano correspondendo os últimos níveis com arqueociatos à base do Marianiano inferior (Perejón *et al.*, 1992). Pedreiras próximas da estrada nacional 435, espanhola, de Zafra a Jerez de los Caballeros. 111
- Fig. 2.9 – Crista quartzítica do Câmbrico médio entre Zafra e La Lapa, a caminho de “La Albuera del Castellar”. 111
- Fig. 2.10 – Vários aspectos das rochas básicas espilitizadas da Formação da Terrugem. Trincheira na EN4, Km 169. Todo o conjunto de estruturas indica uma vergência persistente para WSW; Ao centro a branco: S2 (xistosidade de segunda fase) – N26°W, 70°N; Em cima, ao centro, padrão de “C + S” concordante com movimento esquerdo cavalgante para o quadrante norte; À esquerda em baixo, fenda de tracção preenchida por quartzo – N20°W, 24°S e esquema interpretativo da sua génese. À direita em pormenor do espilito, em cima lâmina delgada desta rocha. q – quartzo; calcite – calcite e ep – epidoto. 112
- Fig. 2.11 – Exemplar de *Delgadella sousai* encontrado no corte da estação dos caminhos-de-ferro em Alconera, Espanha. A formação de Alconera é estratigraficamente considerada equivalente à Formação Vila Boim. 113
- Fig. 2.12 – Aspecto do afloramento do quartzito impregnado com óxidos de Fe e Mn, na estrada S. Romão – Juromenha. Observam-se os flancos de uma dobra isoclinal com plano axial N35°W, 40°NE. Como caso particular esta rocha apresenta granada (Espessartite – Mn₃Al₂Si₂O₁₂) devido ao metamorfismo de contacto com a intrusão de Pêro Lobo. 113
- Fig. 2.13 – Afloramento de quartzito impregnado com Mn em posição estratigráfica equivalente ao representado na figura anterior, cerca de 26 Km a NW. Local a 100 a sul do Monte da Giralda, acesso pela EN 372, a NW de Santo Aleixo. 113
- Fig. 2.14 – Sequências estratigráficas do Paleozóico do sector de Estremoz – Barrancos (A -segundo Oliveira *et al.*, 1991 e B – segundo Piçarra, 2000). 117
- Fig. 2.15 – Aspecto da alternância milimétrica de leitos pelíticos da Formação de Ossa na EN 373, entre Redondo e Alandroal. 118
- Fig. 2.16 – Aspecto dos “Xistos com Phyllocytes”. A presença constante de icnofósseis caracteriza a parte superior da Formação de Barrancos que, na região de Barrancos, toma a designação particular 118

de “Xistos com Phyllococites”. Pedreira do Mestre André, na EN 258, estrada de Barrancos para Encinasola, Espanha.

- Fig. 2.17 – Flanco ocidental do sinclinal de Terena. Da esquerda para a direita (SW para NE), passagem da Formação de Barrancos à Formação da Colorada e à Formação dos Xistos com Nódulos. No pormenor ao centro pode-se observar “*graded bedding*” nos níveis conglomeráticos, com base para sudoeste. EN 373, entre Redondo e Alandroal. 125
- Fig. 2.18 – Vários aspectos da Formação das Hortinhas. Em baixo à direita podem-se observar truncaturas nos estratos que indiciam a presença de escorregamentos gravíticos sinsedimentares. Estrada municipal Terena – Hortinhas, junto a esta última povoação. 125
- Fig. 2.19 – Colunas estratigráficas esquemáticas das Formações dos Xistos Raiados, Russianas (ou Formação Monte das Russianas) e Terena, nas principais estruturas geológicas da região de Barrancos – Granja. *In: Piçarra (2000).* 126
- Fig. 2.20 – Coluna litoestratigráfica do anticlinal de Estremoz. *In: Oliveira et al., (1991).* 128
- Fig. 2.21 – Aspectos morfológicos indicadores de um paleocarso desenvolvido antes das fases e deformação compressivas do ciclo varisco. A análise microestrutural dos materiais que preenchem as cavidades cársticas revela-se idêntica à das litologias encaixantes. Duas pedreiras entre o lugar de Cabanas e Vigária, a ocidente da EN 255 entre Vila Viçosa e Bencatel. Os aspectos figurados em A, B e C já não podem ser observados *in situ* pois os trabalhos de exploração do mármore já os removeram. 133
- Fig. 2.22 – Dois aspectos de minerais euédricos que se encontram no “horizonte silicioso”. A – aspecto encontrado à superfície e que corresponde a pseudomorfose de pirite transformada em óxidos de Fe e Mn, atente-se na perfeição da substituição que preserva as faces estriadas tão características dos cristais de pirite. B – amostra recolhida aos 380 metros de profundidade numa das sondagens realizadas (S6 – Cap. 6); py – pirite, qtz – quartzo e calcite – calcite/dolomite. 134
- Fig. 2.23 – Representação esquemática da deposição de quartzo em fendas de tracção e espaços inter-estratos originados por contrastes reológicos entre camadas de mármore dolomíticos (FD) e calcíticos adjacentes (CVSE). qtz – quartzo. 134
- Fig. 2.24 – Vários aspectos do horizonte silicioso em afloramento cerca de 50 metros a SE do v.g. Torre 2. Este afloramento situa-se precisamente sobre a superfície axial de primeira ordem do anticlinal de Estremoz e é um dos raros locais onde ainda é possível encontrar *in situ* as pseudomorfozes de pirite associadas a quartzo. A – A verde está sublinhada a superfície de estratificação (S0) dobrada nos dolomitos da Formação Dolomítica, o eixo desta dobra mergulha 20° para S30°E. Neste local pode-se observar o dobramento concêntrico como representado na figura 2.23. A deformação heterogénea das várias camadas provoca movimentos diferenciais entre elas originando estrias de arraste sobre as camadas e perpendiculares ao plano axial (“*slickenslides*”) e espaços inter-estratos que foram preenchidos por quartzo. B – Pormenor da área em destaque a tracejado em “A” observado perpendicularmente ao plano de vista em “A”. À direita a vermelho destacam-se fendas de tracção em echelon indicadoras de cisalhamento esquerdo no flanco SW do anticlinal, tal como previsto na Fig. 2.23. C – Destaque para o dobramento polifásico dos filonetes de quartzo menos espessos. D a F – Vários aspectos das pseudomorfozes de pirite em óxidos e hidróxidos associadas a massas de quartzo disseminadas nos dolomitos. 137
- Fig. 2.25 – Mapa geológico do anticlinal de Ferrarias, com a localização das principais jazidas de crinóides (A a D). Adaptada de Piçarra & Le Menn (1994). 1 – Formação Dolomítica; 2 – Horizonte silico-ferruginoso, 3 – Complexo Vulcano – sedimentar – carbonatado, 4 – Formação dos Xistos com nódulos, 5 – Formação dos Xistos Raiados, 6 – Aluvião, 7 – Dolerito, 8 – Falha. 141

- Fig. 2.26 – Aspecto geral do “calcário com crinóides” do anticlinal de Ferrarias, onde se destaca a natureza essencialmente detrítica da rochas. Os fragmentos líticos correspondem, entre outros a dolomitos e a xistos e xistos bandados afins das formações de Fatuquedo e Terrugem. A matriz é essencialmente constituída por carbonatos onde por alteração diferencial, se destacam os crinóides. A proveniência destes fragmentos é um assunto que merece ser tratado com a devida atenção pois pode esclarecer muitas das dúvidas que ainda persistem no que concerne à génese desta rocha. Amostra solta recolhida no ponto A – Fig. 2.25. 142
- Fig. 2.27 – Pormenor da amostra anterior pondo em evidência as estruturas planares tectónicas nos fragmentos líticos (S1) e na rocha (S2). Esta relação de corte demonstra que a rocha se formou após o primeiro evento tectónico responsável pela génese da xistosidade S1. O clasto destacado à direita, pelo bandado que apresenta aponta para uma origem provável na Formação de Fatuquedo. 142
- Fig. 2.28 – Pormenor do calcário com crinóides. Esta amostra representa o exemplar mais completo que até agora encontrámos. Ainda assim e devido à intensa recristalização que sofreu, não foi possível uma classificação rigorosa sequer a nível do género (segundo Le Menn, comunicação oral de Piçarra), os dados disponíveis apenas permitem confirmar a idade pós-Areginiano para estas formas (Piçarra & Le Menn, 1994). 143
- Fig. 2.29 – Aspectos do calcário com crinóides que aflora próximo de S. Saturnino. Este nível pouco espesso, contacta a NE com a Formação de Fatuquedo e está a cerca de 40 metros do nível de Mn conotado com a discordância Câmbrico/Ordovícica, que neste local foi alvo de exploração mineira. 143
- Fig. 2.30 – Representação esquemática dos principais cisalhamentos esquerdos que controlam a disposição final das estruturas na terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz. Referenciam-se (a azul e em itálico) algumas designações locais que são referidas no texto no intuito de que auxiliar o leitor a situar-se espacialmente. 145
- Fig. 2.31 – Representação de várias estruturas que se podem observar nas proximidades do vértice geodésico Carambo. Ao centro em baixo, corte geológico esquemático com a localização dos pontos figurados nas outras imagens. 1 – Dobramento desarmónico em liditos, estas dobras verticais com eixo 70°, S45°E situam-se sob o vértice geodésico Carambo. A verticalização do eixo é uma consequência do corredor de deformação transpressiva esquerda que se desenvolve imediatamente a NE. 2 – Pormenor dos xistos silicificados (um pouco alterados) que contactam com os liditos. 3 – Aspecto dos liditos em afloramento, no círculo aplicou-se um filtro colorido para realçar a presença de fragmentos de graptólitos. 4 e 5 – Desenvolvimento de estruturas “C”/”S” que definem o sentido de movimento esquerdo do corredor de deformação. 6 a 8 – Aspectos do afloramento de mármore do tipo Ruivina. 6 – Pedreira. 7 – Relação entre a estratificação e a clivagem de segunda fase. 8 - Desenvolvimento de estruturas de deformação “C”/”S” nos mármore. 146
- Fig. 2.32 – Observação microscópica de amostra retirada do afloramento ilustrado na Fig. 2.31-5. 1 – Clasto de metacherte rodado indicando movimento esquerdo. 2 – Cristal pós-cinemático de pertite de baixa temperatura. A presença destes cristais é um indicador que o processo de recristalização metamórfica continuou para além das fases tectónicas que estruturam o anticlinal de Estremoz. 3 – Aspecto geral da lâmina delgada vista em luz natural. O corte representado é perpendicular à foliação e ao estiramento mineral, foi feito com este propósito para ilustrar as relações texturais entre os fragmentos clásticos; a Fig. 2.32 – 1, não corresponde a esta lâmina. Os elementos figurados são de xistos, quartzo, metachertes, liditos e minerais opacos; a matriz é essencialmente constituída por filossilicatos e quartzo. Alguns aspectos a realçar nesta lâmina e segundo o corte representado são: os cristais euédricos cúbicos (pirite!); o facto de não se observar um único fragmento carbonatado (não só nesta mas em todas as amostras recolhidas); o arranjo dos clastos isolados que raramente contactam entre si, e quando fazem não revelam interpenetração; e a reorientação tectónica pouco acentuada dos mesmos. Estes dados concorrem para justificar que os movimentos cinemáticos sejam essencialmente transcorrentes e sub-paralelos aos planos de xistosidade (ou segundo os planos “C” representados em vários 147

aspectos da Fig. 2.31), não havendo um achatamento significativo da estrutura no que concerne ao *timing* de desenvolvimento mais tardio destes cisalhamentos. Também os eixos das dobras anteriores são verticalizados (Fig. 2.31 – 1) nas não variam significativamente em direcção.

- Fig. 2.33 – Situação geográfica do estado de Vermont nos Estados Unidos da América. 150
- Fig. 2.34 – “Horizontes siliciosos”; à esquerda em Danby e à direita no anticlinal de Estremoz (Pedreira abandonada na região de Maroteira a NE de Bencatel). Em ambos os casos esta concentração em sílica, que se situa próxima do contacto Formação Dolomítica / mármore calcíticos, está associada à ocorrência de sulfuretos (não visíveis nas fotos). 150
- Fig. 2.35 – Foto ilustrativa da base dos mármore na estrutura em sinforma anticlinal de Danby. Repare-se como a estratificação está perfeitamente definida, permitindo a planificação da exploração sem qualquer problema. A Formação Dolomítica está representada no topo porque toda a sequência está invertida. 150
- Fig. 2.36 – Estrutura em sinforma anticlinal aberto, representativo da simplicidade da estrutura dos mármore de Vermont. 151
- Fig. 2.37 – Planta da exploração subterrânea de Danby, Vermont. 151
- Fig. 2.38 – Mapa geológico esquemático de Vermont. Os pontos amarelos representam a localização de algumas pedreiras de rochas ornamentais. Estas são (de norte para sul): Rock of Ages (<http://www.rockofages.com/>) – provavelmente o maior centro de exploração de granitos ornamentais do Mundo, aqui se explora um granito cinzento de grão fino e homogéneo, muito semelhante ao explorado no nordeste alentejano em Alpalhão com a designação comercial de “SPI”; Verde Antique em Cavendish – Serpentinó semelhante ao explorado em Donai – Bragança; Bethel White – Granito branco e, Danby – Localização da exploração subterrânea (<http://www.vermontquarries.com/>). Reproduzido a partir de um postal (Vermont Geological Survey, 1970). 152
- Fig. 2.39 – Coluna estratigráfica referente à sequência de mármore de Danby. A espessura da sequência carbonatada varia entre os 30 metros representados na figura e 70 metros. Esta variação na espessura é justificada por variações laterais de fácies mas não por motivos tectónicos. À esquerda na figura estão representadas as variedades de mármore exploradas e a respectiva localização na sequência estratigráfica. 153
- Fig. 2.40 – Vista para norte das Green Mountains em Vermont. No horizonte, à direita as montanhas correspondem a rochas precâmbrias. Em primeiro plano destaca-se o parque de blocos junto à entrada da mina. Os blocos que se podem ver em primeiro plano pertencem à segunda de terceira categoria. Os bloco de melhor qualidade são muito requisitados pelo que, quando a fotografia foi tirada, não existiam em stock. 153
- Fig. 2.41 - Interpretação do anticlinal de Estremoz como uma janela de um carreamento, proposto por: A – Araújo (1989,1995), B – Silva *et al.* (1994). 155
- Fig. 2.42 – Vários aspectos da pedreira da empresa Marmetal – Fonte da Moura – Pardais. Em cima à esquerda – enquadramento geográfico pedreira, atrás da elevação no horizonte situa-se a Mina de Miguel Vacas (Monte dos Vieiros). Em cima à direita – frente SE da pedreira onde se pode observar o modo como variam os mármore de diferentes tonalidades; também se observa o rejeito vertical numa das várias bandas de cisalhamento existentes na pedreira e ainda, a disposição em leque da clivagem de fractura associada ao dobramento de segunda fase. À esquerda em baixo – transição para os mármore mais escuros (variedade Ruivina), os traços verticais correspondem a planos de concentração da deformação e também apresentam concentração em carbono. Em baixo à direita pormenor que realça o modo como a variação lateral na cor do mármore não é acompanhado por interrupção da estratificação. 157

Fig. 2.43 – Sequência estratigráfica simplificada do sector de Montemor – Ficalho (coluna B; segundo Oliveira <i>et al.</i> , 1991) e as idades propostas por Piçarra (2000). <i>In</i> : Piçarra (2000).	158
Fig. 2.44 – Mapa esquemático do Domínio de Évora – Beja, subdividido por sectores e regiões: 1 – Terciário; 2 – Maciços intrusivos indiferenciados; 3 – Sinclinal de Cabrela; 4 – Sub-sector de Santa Susana – Odivelas; 5 – Região de Montemor – Escoural; 6 – Migmatitos; 7 – Região de Évora – Monte Trigo (1) – Montoito (2); 8 – Região de Portel – Viana do Alentejo; 9 – Sector de Pedrógão - Brinches; 10 – Antiforma de Serpa; 11 – Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 12 – Unidade de Pulo do Lobo (incluindo o Grupo de Ferreira – Ficalho); 13 – Sector de marmelar Vera Cruz; 14 – Sector do “Anticlinal” de Moura – Ficalho. Retirado de Araújo (1995).	161
Fig. 2.45 – Sequência estratigráfica do sinclinal de Cabrela (retirado de Oliveira <i>et al.</i> , 1991).	165
Fig. 2.46 – Sequência estratigráfica do sub-sector de Santa Susana – Odivelas (segundo Oliveira <i>et al.</i> , 1991).	166
Fig. 2.47 – Estrutura da Bacia de Santa Susana. Adaptado de Gonçalves <i>in</i> Domingos <i>et al.</i> , (1983).	167
Fig. 2.48 – Relações entre as sequências sedimentares vestefalianas e estefanianas, deformação e implantação de granitóides no norte e centro de Portugal. Adaptado de Domingos <i>et al.</i> , (1983).	169
Fig. 2.49 – Carta geológica da fossa intra montanhosa de Santa Susana. Adaptado de Gonçalves (1984).	170
Fig. 2.50 – Estratigrafia da Zona Sul - Portuguesa. Adaptado de Oliveira <i>et al.</i> , (1992).	175

CAPÍTULO 3

Fig. 3.1 – (a) Mapa dos contornos continentais mostrando a distribuição dos terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos antes da deriva mesozóica. Adaptado de Murphy <i>et al.</i> , (2001), segundo Strachan & Taylor (1990). (b) Distribuição proposta para os terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos (Nance & Murphy, 1996 & Dalziel, 1992 <i>in</i> Murphy <i>et al.</i> , 2001).	179
Fig. 3.2 – Distribuição geográfica das principais Unidades Tectonosedimentares do Câmbrico da Zona de Ossa – Morena. Adaptada de Liñan, 1984 e Liñan & Quesada, 1990 <i>in</i> : Perejón, E. & Moreno-Eiris, E. (1992).	181
Fig. 3.3 – Reconstruções paleogeográficas ilustrando a acreção paleozóica de terrenos. AR – Maciços variscos europeus (Armorica, Ibéria e Boémia); AV – Terreno de Avalonia; B – Terreno da Boémia; BA – Terreno de Barentsia; NCB – Bloco chinês norte, e SCB – Bloco chinês sul. (Torsvik, 1998; <i>in</i> ; Pharaoh, 1999).	183
Fig. 3.4 – O calor controla a elevação do Supercontinente e consequentemente a sua fragmentação. Um Supercontinente (1) rodeado por zonas de subducção (onde os materiais dos fundos oceânicos mergulham sob o continente), permanece estacionário em relação ao manto subjacente. O calor que se acumula sob o continente vai provocar a sua subida. Depois de o Supercontinente se fragmentar, o bloco desce à medida que se afasta. O bloco central tende a ficar elevado. A África actual é um exemplo de bloco estacionário.	185
Fig. 3.5 – Esquema representativo de um rifte em fase inicial de nucleação do centro de alastramento. A crosta continental poderia representar o continente Gondwana. A subida da pluma mantélica provoca a formação de um doma com o desenvolvimento de uma câmara magmática por baixo.	186
Fig. 3.6 – Num estado mais avançado, à medida que a extensão continua, formam-se bacias oceânicas nas	186

- margens continentais das mesmas depositam sedimentos trazidos pelos rios que podem formar espessa sequências sedimentares.
- Fig. 3.7 – Modelo estrutural de desenvolvimento de uma margem continental. A deformação frágil ocorre nos níveis mais superficiais, aí as falhas são planares. A deformação plástica ocorre em níveis mais profundos onde se podem formar falhas listricas curvas. Adaptado de Le Pichon *et al.*, 1982. 186
- Fig. 3.8 – Representação esquemática da evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior, segundo Araújo (1995): 1 – Sedimentos do Câmbrio Inferior e Médio (plataforma carbonatada e sedimentos terrígenos suprajacentes – Formações de Vila Boim, Terrugem e Fatuquedo); 2 – Sedimentos ordovícicos (Formações de Barrancos, dos "Xistos com Phyllocytes" e de Ossa0); 3 – Vulcanismo básico com assinatura MORB, intercalado em calcários e sedimentos pelíticos (Unidades de Moinho de Vilares e da Mina do Pequito, anfíbolitos e calcários do Complexo de Monte Insua?); 4 – Sedimentos pelíticos distais; 4a – Rochas hipabissais calco- alcalinas intruídas em sedimentos pelíticos; 5 – Granitóides crustais (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal?); 6 – Litosfera oceânica (protólito das Unidades de São Lourenço, do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja); 7 – Quartzito Armoricano; 8 – Arco vulcânico (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal?); 9 – Início do levantamento do bordo SW do Domínio de Évora- Beja; 10 – Complexo Vulcano – sedimentar de Moura- Ficalho; 11 – "Slumps" associados a escorregamentos para NE, em formações silúricas; 12 – início da formação do fosso onde se irá depositar a Formação de Terena; 13 – Complexo Vulcano – sedimentar de Estremoz; 14 – Sedimentos silúricos (liditos e xistos negros); 15 – Início da formação de um prisma acrecionário. 187
- Fig. 3.9 – Em cima: Ciclos de primeira e segunda ordem durante o Fanerozóico, adaptado de Vail *et al.*, 1977; Em baixo – Eustasia e ciclos orogénicos durante o Fanerozóico. Os ciclos eustáticos de primeira ordem mais recentes iniciam-se no início do Triásico e vêm até ao presente. O Triásico representa o período de uma invasão gradual dos cratões continentais por sedimentos. O Jurássico e o Cretácico inferior correspondem a períodos onde os sedimentos se depositam nas margens continentais. Crê-se que o Turoniano inferior corresponda ao nível eustático máximo. O Cretácico superior e o Cenozóico caracterizam-se por uma diminuição gradual generalizada de sedimentos nas margens continentais e bacias marginais. O ciclo eustático de primeira ordem mais antigo começa no Proterozóico superior e termina no Pérmico. Ao Proterozóico terminal corresponde um período de lenta invasão continental por sedimentos com regressão. No Câmbrio dá-se uma transgressão generalizada, o Ordovícico corresponde ao nível eustático máximo e do Silúrico ao Pérmico o nível eustático vai diminuindo gradualmente. Adaptado de Vail *et al.*, 1992. 190
- Fig. 3.10 – A fragmentação de Supercontinentes, no Paleozóico e no Mesozóico induziram a subida do nível do mar ao passo que a concentração dos oceanos provoca a descida eustática do nível dos mares. Adaptado de Vail *et al.*, 1992. 191
- Fig. 3.11 – Exemplo da relação entre o nível da linha de costa e as curvas eustáticas de Haq *et al.*, (1991) de curto e longo termo no Jurássico superior e Cretácico. 193
- Fig. 3.12 – Exemplo de Cortejo, ou conjunto sedimentar, representativo de uma sequência. (Retirado de Haq *et al.*, 1991). 193
- Fig. 3.13 – Bloco diagrama representativo do desenvolvimento de uma bacia de sedimentação, durante a ruptura de um continente. Adaptado de Veever, 1981 *in* Miall, 1985. 195
- Fig. 3.14 – Afloramentos precâmbrios da Zona de Ossa – Morena (Adaptado de Gonçalves & Carvalhosa, 1994) 197
- Fig. 3.15 – Diagrama de correlação entre as sequências câmbrias observadas na Zona de Ossa – Morena .1 – Arenitos; 2 – Xistos; 3 – Calcários; 4 – Dolomitos; 5 – Rochas vulcânicas, e 6 – Horizontes fossilíferos. Adaptado de Liñan & Quesada, 1990. 202

Fig. 3.16 – Vários aspectos de “calcários” das formações carbonatadas de Zafra (A, B) e Elvas (C a F – Próximo de Vila Boim). Em A e B as estruturas encontram-se razoavelmente conservadas e forneceram importantes dados paleontológicos. Em C a F, apesar do metamorfismo de baixo grau não foi ainda possível classificar qualquer conteúdo fóssilífero; aspectos como figurados e outros similares fazem lembrar estruturas orgânicas 207

Fig. 3.17 – Corte geológico esquemático e interpretativo referente à génese e correlação entre afloramentos câmbrios e ordovícicos da Zona de Ossa – Morena em Portugal; sector de Alter do Chão – Elvas sua ligação ao sector de Estremoz – Barrancos. Nesta reconstrução, propõe-se uma continuidade entre as formações carbonatadas dos dois sectores que seria posteriormente interrompida por acidentes tectónicos no decorrer do processo transtensivo de abertura oceânica. No decorrer da situação proposta por este modelo, supõe-se a existência uma zona elevada a NE, e desenvolvimento de um padrão em “horsts” e “grabbens” com acidentes distensivos NW-SE inclinados para Sul e para NE como proposto por Oliveira *et al.*, (1992) e desenvolvido segundo uma perspectiva geodinâmica por Silva, J. B. (1997, 1997a e 1998). A nucleação destes acidentes seria induzida por anisotropias a nível do Soco Proterozóico e posteriormente retomadas como acidentes transpressivos. O bloco elevado a NE está de acordo com o metamorfismo de mais baixo grau evidenciado pelas formações do Sector de Alter do Chão – Elvas em comparação com as formações mais recentes a SW pertencentes ao Sector de Estremoz – Barrancos. Silva (1997) salienta ainda que durante o Câmbrico – Ordovícico a bacia Câmbrica de Vila Boim constituiria um depocentro de fácies flischóides em contraste com as fácies de plataforma de Estremoz, e mais tarde, durante o Silúrico, esta depressão deslocar-se-ia para o fosso segundo o alinhamento de Orada – Mina do Bugalho. A migração do depocentro para a Bacia de Terena no Devónico inferior, traduz uma crescente deformação transpressiva progredindo segundo o mesmo sentido, ou seja, de NE para SW, com consequente elevação das unidades internas (NE) e crescente definição do flanco Sul da estrutura em leque (Silva, 1997). 214

CAPÍTULO 4

Fig. 4.1 - Cinemática da fase D1 à fase D2 no Maciço Oeste Ibérico, segundo Silva, (1998). A lineação de transporte D1 é dobrada pela vergência centrífuga da virgação durante a fase D2, explicada pela rotação sinistrógiira do indentador (seta escura). 216

Fig. 4.2 - Esboço de uma transversal do Orógeno Varisco no SW Ibérico no final do Silúrico (retirado de Silva, J.B., 1998). 216

Fig. 4.3 – Representação esquemática das direcções axiais (traços a azul, vermelho e roxo) das dobras D1 e D2 para a ZOM. Nesta interpretação considera-se que os primeiros eventos a sul, com vergência para N têm equivalência com D1 a N que se caracteriza pela transcorrência esquerda como vergência para o quadrante NW paralelo ao orógeno varisco. 222

Fig. 4.4 - Representação esquemática da estrutura da Zona de Ossa – Morena, no decurso das duas principais fases de deformação, com destaque para a flower structure assimétrica centrada na Faixa Blastomilonítica, induzida pelo regime transpressivo esquerdo. Adaptado de Araújo (1989). 222

Fig. 4.5 – Excerto da carta topográfica dos S.C.E. 1:25.000, folha N° 413. Localização dos afloramentos representados nas Figs. 4.6 e 4.7. 227

Fig. 4.6 – Afloramento na EN4 – Km 177,3 aproximadamente a 200 metros a ocidente do cruzamento para São Lourenço. A litologia é essencialmente constituída por bancadas centimétricas a decimétricas de calcários dolomíticos mais ou menos puros. A estratificação encontra-se bem preservada e a amplitude de dobramento é controlada pela diferença de espessura entre as várias bancadas. As dobras apresentam eixo com atitude média 0°, 172 e a clivagem de fractura (Sx) que se observa (xistosidade?!), tem atitude variável entre N12°E, 80°SE e N20°W,60°SE. Em camadas 228

- decimétricas as dobras apresentam xistosidade com disposição em leque.
- A – Aspecto geral do afloramento sensivelmente perpendicular à orientação das estruturas;
- B – Pormenor da amplitude do dobramento controlado pela espessura das camadas;
- C – Figuras de carga com terminação cuspíde para cima bem pronunciada (flame structures) indicando a polaridade normal do afloramento;
- D – Relações entre as estruturas planares presentes no afloramento e indicação da vergência geométrica definida pelas dobras menores.
- Fig. 4.7 – Afloramento na estrada de acesso a São Lourenço a partir da EN4 ao Km 177,4. Corte praticamente paralelo à estrutura colocando em evidência o estado pouco deformado da formação. S0 = N16°E, 22°SE. 227
- Fig. 4.8 – Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira sul. Dobra isoclinal de primeira fase em níveis pelíticos da Formação Carbonatada de Elvas. A dobra não apresenta xistosidade associada bem definida e a clivagem de fractura que se observa pertence à segunda fase e distribui-se discretamente, sendo melhor observada nas camadas carbonatadas mais competentes. 229
- Fig. 4.9 – Afloramento ao Km 177 da EN4 – Trincheira norte. Dobras com eixo mergulhante para o quadrante norte. Em baixo – aspecto em lâmina delgada dos calcários dolomíticos que denotam uma quase ausência de deformação. Constituídos por dolomite/ calcite (>95%), quartzo e fílossilicatos (sericite predominante). 229
- Fig. 4.10 – Estilólitos paralelos à estratificação nos calcários da Formação Dolomítica de Elvas. 230
- Fig. 4.11 – Excerto da carta topográfica dos S.C.E. 1:25.000, folha N° 427. Localização da estrutura de Torre de Cabedal. A tracejado representa-se a zona deprimida onde aflora o Precâmbrico. 230
- Fig. 4.12 – Macroestrutura de Torre de Cabedal onde se destacam os padrões de interferência entre as duas fases de deformação dúctil. Em baixo, corte esquemático representativo da estrutura. 1 – Precâmbrico; 2 – Conglomerado de base do Câmbrico; 3 – Formação Carbonatada de Elvas; 4 – Formação de Vila Boim; 5 – Rochas básicas intrusivas. 231
- Fig. 4.13 – 1 – Vista geral do afloramento de metavulcanitos ácidos (quartzitos) no campo de futebol de Vila Boim; 2 – Detalhe de uma bancada constituída por metavulcanitos piroclásticos félsicos onde a refracção da clivagem constitui um bom critério de polaridade; 3 – Microfotografia de uma amostra recolhida na bancada representada em 2. A presença de feldspato e plagioclase primários é um claro indicador da natureza ígnea da rocha. Estes tipos litológicos, por vezes referidos na bibliografia como “Quartzito” de Vila Boim”, são na realidade rochas vulcânicas piroclásticas. Tanto o metamorfismo como a deformação que afectaram estas rochas são de baixo grau. A rocha desenvolve um padrão “C + S” onde o sentido de transporte para Norte está bem definido; 4 – Detalhe de outra bancada constituída por metavulcanitos piroclásticos félsicos, no entanto mais finos que os representados em 2; 5, 6 e 7 – Amostra e microfotografias de amostra recolhida na bancada representada em 4. Talisca (5 – à esquerda) a partir da qual se elaborou a lâmina delgada (6 e 7 – à direita). Os materiais representados correspondem a cinzas vulcânicas extremamente finas o que poderá indicar uma posição distal para estes depósitos vulcano-sedimentares. Estas duas secções representam dois aspectos parecidos mas onde ainda assim é possível distinguir uma ligeira variação na granularidade da rocha; 8 – Para Ocidente acentua-se o carácter básico do vulcanismo intercalado nas Formações de Vila Boim e Terrugem. Este afloramento já foi interpretado na Fig. 2.10 e encontra-se na EN4 ao Km 169. 233
- Fig. 4.14 – Afloramento na EN4 entre os desvios para a povoação de Terrugem, aproximadamente ao Km 167,8. Em cima vista geral da trincheira norte da estrada. Xistos cloríticos da Formação da Terrugem. Em baixo à esquerda relação entre a estratificação e a clivagem de segunda fase que se desenvolve na charneira das dobras D2. S0 N54°W,38°NE; Clivagem na zona de charneira: S2 = N27°W,90° e N4°W, 80°N; a intersecção dos três planos desenvolve uma estrutura em lápis (“pencil structure”), ainda que mal desenvolvida. Em baixo à direita, pormenor do bandado 236

sedimentar com a estratificação bem definida pela presença de níveis mais grosseiros. Também se observa a lineação de intersecção entre a estratificação e a clivagem de segunda fase que é sensivelmente paralela ao eixo das dobras D2 tombadas para norte.

- Fig. 4.15 – Exemplo de interferência de dobramentos no Sector de Alter do Chão – Elvas da Zona de Ossa – Morena, 400 metros a sul do Castelo de Juromenha. 236
- Fig. 4.16 – Mapa geológico do Domino de São Saturnino – Juromenha. 239
- Fig. 4.17 – Afloramentos na EN 372, ao Km 36 (Sousel – Veiros), próximo do Monte dos Pereiras. 1 – Desenvolvimento de estruturas sigmóidais métricas com definição de planos “C” e “S” indicando movimento transcorrente esquerdo com topo para norte. 2 – Vista sensivelmente perpendicular à estrutura onde se destaca o arqueamento das bancadas devido à componente cisalhante esquerda. 3 – Pormenor ilustrando a abertura *en echelon* de espaços posteriormente preenchidos por quartzo, o critério de cisalhamento esquerdo também aqui prevalece. 4 – Desenvolvimento de estrias segundo a lineação de estiramento, precipitação de quartzo e estrias sobre o quartzo, o que indicia o movimento cisalhante esquerdo em mais de um período de actividade tectónica. 5 – Acidente direito tardio com atitude NNW-SSE, sub-vertical, provavelmente originado nos eventos de fracturação tardí-hercínicos. 240
- Fig. 4.18 – Os afloramentos representados afloram em Santo Aleixo, na EN 372, ao Km 36 (Sousel – Veiros), tal como se pode observar no mapa de localização (em cima à direita). O afloramento representado em cima à esquerda é constituído por litologias semelhantes aos “Xistos de Barrancos” (Consultar Fig. 4.16) e por isso estas litologias são incluídas nesta unidade. Para oriente aflora um conglomerado intraformacional cujos elementos chegam a ter mais de 50 centímetros de diâmetro (interpretação do afloramento sobre a fotografia e dois pormenores ao centro). Apesar de exibirem alguma deformação esta é relativamente fraca, a estratificação encontra-se bem preservada e nestas rochas inseridas na Formação do Fatuquedo (Fig. 4.16) é notória a inclusão de elementos figurados de natureza vulcânica como se pode observar pela mineralogia primária que exibem (microfotografias em baixo). A separar estes dois tipos litológicos está o acidente da Juromenha (não representado na figura) aqui evidenciado pela presença de níveis de Mn associados a acidentes com comportamento dúctil – frágil de direcção NW-SE. 242
- Fig. 4.19a – Localização dos afloramentos representados na Fig. 2.19. 243
- Fig. 4.19 – Vários aspectos dos afloramentos encontrados nas trincheiras ao Km 165 da EN4 (Fig. 4.19). Neste local é evidente a variação no estilo de dobramento, as dobras abertas dão lugar a formas isoclinais apertadas de eixo próximo da horizontal (pormenores em 4 e 5). Por outro lado ocorre um incremento do grau metamórfico representado pelo aumento da cristalinidade das micas o que se traduz macroscopicamente no aspecto luzente que os xistos milonitizados apresentam (em 6). Também se constata que os acidentes apresentam mais do que uma movimentação traduzindo a última pelo desenvolvimento de estruturas extensionais donde resultam as falhas normais com fendas em echelon preenchidas por quartzo (em 2 e pormenor à esquerda). Como é frequente a proximidade a estas zonas de concentração de deformação é caracterizada por um incremento na quantidade de quartzo interestratificado presente no afloramento (3). 244
- Fig. 4.20a – EN 373 – Alandroal – Elvas, 400m a SW do cruzamento para S. Romão. Vários aspectos da Formação do Fatuquedo de idade câmbria (Formação da Briôa – S. Romão de Oliveira, V., 1984). 1 – Afloramento na margem esquerda da Rib^a da Asseca, onde se destaca a alternância centimétrica entre xistos verdoengos grauvacóides e siltitos finos; 2 – Outro aspecto da mesma Formação em corte sensivelmente perpendicular à estrutura. Aqui destacam-se dobras da fase D2 abertas de amplitude métrica e mergulhantes para Norte (4). 247
- Fig. 4.20b – EN 373 – Alandroal – Elvas, Km 49.9. Dobras mesoscópicas de primeira fase com (D1) direcções axiais próximas de N – S em alternância de xistos psamíticos e xistos grauvacóides atribuídos à Formação de Fatuquedo. À direita é evidente o estiramento do flanco Leste da 247

- dobra. Em 3 e 5, registam-se respectivamente exemplos do estilo de dobramento e de flancos estirados.
- Fig. 4.21 – Estrada Alandroal – Juromenha, desvio para SE ao Km 50.2 para Monte Fidalgo. A azul com traço descontínuo representa-se a lineação de estiramento L1 dobrada por D2. A amarelo está representado o traço da estratificação, transposta com a clivagem de segunda fase S2. 248
- Fig. 4.22 – Outro pormenor do afloramento representado na Fig. 4.21, com ênfase para o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação (S2) nos xistos grauvacóides da Formação do Fatuquedo (Traço amarelo na caixa A à direita). 249
- Fig. 4.23 – EN 373 – Alandroal – Elvas, Km 47. Pode-se observar (nos pormenores à direita) os padrões de interferência D1+D21. Não está expressa uma clivagem associada a D1 ao passo que durante D2 nos níveis mais pelíticos desenvolve-se uma clivagem planar xistenta S2 e as bancadas quartzíticas exibem uma clivagem em leque. 249
- Fig. 4.24 – Dobra isoclinal apertada, típica de D1. 250
- Fig. 4.25 – Dobra aberta com clivagem de plano axial associada e lineação de intersecção $L1 S0^{\wedge}S2 52^{\circ}, N20^{\circ}W$; típica de D2. 250
- Fig. 4.26 – Em baixo. Localização dos afloramentos representados nas figuras anteriores. 250
- Fig. 4.27 – Afloramento de litologias relacionáveis com a Formação do Fatuquedo situado 1500 m a NNE do v.g. Papa Solas. Os xistos pelíticos e siltíticos esverdeados, por vezes grauvacóides, desenvolvem uma crenulação de D2 (em 2) que é materializada pelo alinhamento dos filossilicatos (4 a 6). A presença de minerais opacos (em 4) também é uma constante nesta unidade. 251
- Fig. 4.28 – Afloramento na estrada camarária entre Vila Viçosa e São Romão, 500m a SSE do v.g. Papa Solas. Limite SW do Domínio de Ferrarias – Nave, aqui materializado por zona de cisalhamento esquerda com concentração de quartzo a preencher fendas de tracção em en echelon. A inclinação das estruturas apresenta um mergulho distinto a NE (para NW) e a SW (para SE) desta zona de fractura. 251
- Fig. 4.29 – Imagem captada em scanner e digitalmente realçada de uma talisca dos carbonatos detríticos da estrutura de Ferrarias. Repare-se no aspecto desorganizado dos fragmentos líticos que denuncia o grau de deformação incipiente a que as rochas foram submetidas. Em todas as lâminas aqui representadas o plano em observação obteve-se por um corte segundo a lineação de estiramento mineral e perpendicularmente ao fabric planar identificado macroscopicamente. 253
- Fig. 4.30 – Trata-se de outra imagem captada e realçada em computador. Nesta talisca já se nota uma orientação preferencial dos clastos líticos e destaca-se o estiramento paralelo aos planos de xistosidade S2 (materializado pela orientação dos limites NW-SE dos clastos de maiores dimensões) e que chega a provocar a boudinagem de alguns fragmentos carbonatados (na figura em baixo, à esquerda). 253
- Fig. 4.31 – Montagem em computador de 6 microfotografias referentes à talisca representada na Fig. 4.30. Só com esta imagem de conjunto é possível reproduzir os critérios cinemáticos (esquerdos) associados à deformação da rocha. 254
- Fig. 4.32 – Outra montagem em computador de 4 microfotografias de outra lâmina onde um fragmento de crinóide funciona como um bloco rígido que sujeito a um campo de tensões tangencial desenvolve sombras de pressão indicando critérios de cisalhamento esquerdo. 254
- Fig. 4.33 – Aspecto geral de um afloramento do Complexo Ígneo e Rochas Associadas, junto ao Moinho dos Clérigos no rio Guadiana, com destaque para as brechas vulcânicas nos dois pormenores à 254

direita e à esquerda na parte inferior da figura. Nestas brechas os clastos são constituídos por metavulcanitos de natureza variada e a matriz vulcânica é leuco a mesocrata.

- Fig. 4.34 – Frente NW da Pedreira “Nobre” na zona de Maroteira (Fig. 2.30) no flanco SW do anticlinal de Estremoz. Discordância entre mármore com aspecto brechificado e mármores de tonalidades claras em bancadas (por cima à direita). O limite SW foi reactivado tectonicamente, o movimento mostra evidências de ter sido extensional. 256
- Fig. 4.35 – Superfície de descontinuidade anterior ao dobramento observada na pedreira Somarbem, Olival Grande (Fig. 2.30 para efeitos de localização). 256
- Fig. 4.36 – Dobras de primeira fase em metachertes precâmbrios aflorantes na EN 18, Km 5,7 entre Estremoz e São Bento do Cortiço. Estas dobras apresentam eixos com atitudes 40°, N. 257
- Fig. 4.37 – Dobras de primeira fase em metavulcanitos do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz com direcção axial N-S. Estrada EN 18 entre Estremoz e São Bento do Cortiço, 200 m a sul do cruzamento para Santo Estêvão. 257
- Fig. 4.38 – Dobras de primeira fase em no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz com plano axial D1 horizontal que apresenta vergência geométrica para NE dobrado pela segunda fase,. Os traços a amarelo realçam a boudinagem das bancadas de mármore segundo o plano XY (perpendicular a σ_3) das dobras D1. Pedreira Margabre, região de Borba – Encostinha, flanco NE da estrutura anticlinal de Estremoz. 258
- Fig. 4.39 – Outro ponto de vista da estrutura representada na figura anterior. 258
- Fig. 4.40 – Pedreira A. Mocho na zona de Lagoa, flanco SW do anticlinal de Estremoz. Interpretação da interferência de dobramentos D1+D2 nos mármores do Complexo Vulcano – sedimentar – carbonatado de Estremoz. A fase D1, cujo traço de plano axial está desenhado a vermelho, encontra-se associada um movimento transcorrente esquerdo (ao longo do plano desenhado a cor-de-rosa). Estas dobras são redobradas por D2 (plano axial desenhado a azul) com vergência geométrica para NE. A mancha a azul referenciada por DB representa o “nariz” com fecho para NW de uma dobra em bainha. 259
- Fig. 4.41 – Fotografia da mesma frente de pedreira representada na Fig. 4.40, tirada um ano antes. 259
- Fig. 4.42 – Frente NE da mesma pedreira, onde se realça a deformação sofrida por um dos filões interestratificados na sequência do complexo vulcano – sedimentar – carbonatado de Estremoz. 259
- Fig. 4.43 – Padrões de interferência entre as duas fases de dobramento (D1+D2) e cinemática associada a D1. Pedreira ABV (António Bento Vermelho) a NW da pedreira Marmetal, Pardais. (Outras imagens desta pedreira encontram-se nas Figs. 4.46 e 5.4). 261
- Fig. 4.44 – Afloramento em micaxistos cloríticos precâmbrios da Formação de Mares na variante Vila Viçosa – Borba (em construção, Julho de 2003). Os critérios de cisalhamento esquerdos encontram-se bem definidos (à esquerda) assim como a lineação de estiramento de D1 com atitude 0°, N – S. 261
- Fig. 4.45 – Vários aspectos da pedreira situada entre o lugar de Cabanas e Vigária, 250 m a NW do Km 3 da EN 255 entre Vila Viçosa e Bencatel. (Nesta pedreira também ocorrem afloramentos indicadores de um paleocarso anterior à deformação, ver Fig. 2.21). 1 e 2 – Mármores “rosa vergados” onde se destaca a associação entre a cor do mármore e a presença de metavulcanitos básicos. Também se observam padrões de interferência D1+D2, no entanto a figura geométrica elíptica que se observa em 2 tanto pode ser originada por interferência de dobramentos como pelo desenvolvimento de dobras em bainha com “nariz” paralelo à lineação de estiramento de 263

D1; 3 – Plano de estratificação cinematicamente activo e transposto pela xistosidade S1. Neste plano são distintas as estrias paralelas a L1 e as irregularidades no plano denunciam critérios de cisalhamento esquerdos postos em evidência pela lâmina delgada (8); 4 – Relação entre S0+S1 e S2, com destaque para a vergência para NE de D2; 5, 6 e 7 – Desenvolvimento de um padrão em domas e bacias resultante da interferência de dobramentos D1+D2. Trata-se de um caso particular de desenvolvimento de padrão de interferência do tipo 1 de Ramsay (1967); 8 – Composição de 5 microfotografias de lâmina delgada elaborada segundo um corte perpendicular à lineação de estiramento traçada sobre o plano S0+S1 em “3”.

- Fig. 4.46 – Pedreira ABV, Fonte da Moura – Pardais. O limite marcado a azul sobre a fotografia estabelece o contacto entre um tipo de mármore com vergada acentuada e mais escuro a Sul e outro tipo de mármore de tonalidades claras com vergada pouco acentuada. Este limite parece corresponder a uma descontinuidade anterior à deformação, do tipo referido atrás em 4.2.2.2.1. No entanto também se observam em paredes perpendiculares, dobras D1 redobradas por D2 ambas cortadas por bandas de cisalhamento NW-SE (a verde). 264
- Fig. 4.47 – Pedreira “Bentel” no local de Cruz dos Meninos – Estremoz. Na região de Estremoz existe um paralelismo entre as estruturas planares S0+S1+S2 que se encontram subverticais. No entanto, também nestas condições se preservam estruturas de interferência entre os dois episódios de deformação. 265
- Fig. 4.48 – Padrões de interferência entre as duas fases de dobramento, observados na pedreira abandonada junto ao Monte da Lagoa, flanco SW do anticlinal de Estremoz. O traço azul representa a intersecção do plano axial de D1 com as frentes da pedreira. 265
- Fig. 4.49 – Esquema conceptual para a geometria das estruturas na terminação de uma dobra multicamada na sua terminação periclinal, in Ramsay (1987). O caso corresponde com grande aproximação ao que se pode observar no anticlinal de Estremoz, particularmente na terminação periclinal SE. 266
- Fig. 4.50 – Pedreira “Marmetal” – Fonte da Moura, onde se desenvolveu o Projecto Estilo de dobramento característico da segunda fase. Dobras abertas com raio de curvatura amplo e bem definido a que se associa estiramento dos flancos (visível na parte central, em baixo, da figura). 266
- Fig. 4.51 (A, B e C) – Pedreira “Batanete” – Olival Grande, flanco SW do anticlinal de Estremoz. Estilo de dobramento característico da segunda fase. Dobras abertas com raio de curvatura bem definido a que se associa estiramento dos flancos. Em baixo pormenor da caixa a verde na figura do meio. 268
- Fig. 4.52 – Embora os critérios geométricos representados na Fig. 4.51 definam a vergência geométrica das estruturas, são os critérios cinemáticos observados em afloramento e em lâmina delgada que nos fornecem o sentido de transporte. Composição de microfotografias de lâmina delgada orientada elaborada em amostra de mármore com componente detrítica importante recolhida na pedreira representada na figura anterior. 268
- Fig. 4.53 – “Dobra em caixa” (*box-fold*) desenvolvida durante a segunda fase. Encostinha – Borba, flanco NE do anticlinal de Estremoz. 269
- Fig. 4.54 – Cavalgamento com movimento para NE na mesma pedreira representada na figura anterior. Este acidente desenvolve-se em estado avançado da segunda fase de deformação, ainda em condições de ductilidade, correspondendo a “*back thrust*” associado a dobramentos com vergências opostas. À direita observa-se, em corte longitudinal, uma dobra com superfície axial sub-horizontal da fase D1. 269
- Fig. 4.55 – Transição entre o comportamento dúctil e frágil para as rochas carbonatadas. Segundo Rutter (1974, in Price & Cosgrove, 1990). 270

- Fig. 4.56 – Diagrama resistência vs profundidade para o quartzo considerando um gradiente geotérmico de 30°C/Km e uma pressão de fluidos hidrostática em falhas frágeis. As linhas rectas representam a resistência à fracturação para uma situação de: cavalgamento (I); desligamento (S) e falha normal (N). As linhas curvas representam as taxas de deformação para valores de 10-14 e 10-10 s-1. Retirado de Passchier & Trow (1996). 271
- Fig. 4.57 – Representação esquemática da transição em profundidade entre o domínio de deformação frágil e dúctil. Adaptado Twiss & Moores (1992). 272
- Fig. 4.58 – Bloco diagrama de parte da crosta terrestre representando o traço de uma zona de falha à superfície e a localização em profundidade dos diferentes tipos de rochas (rochas cataclásticas ou cataclasitos) que se formam numa zona de falha. Cataclasitos não consolidados forma-se em profundidades de 1 a 4 Km. Abaixo dos 4 Km geram-se cataclasitos consolidados e para profundidades maiores que 10 a 15 Km e temperaturas entre 250 e 350°C, formam-se milonitos. Adaptado Twiss & Moores (1992). 272
- Fig. 4.59 – Diagrama que mostra a variação em profundidade em função da pressão de fluidos, considerando um regime hidrostático ou litostático e além disso ilustra a influência na resistência ao cisalhamento que a presença numa zona de falha que uma barreira impermeável pode produzir (a). Em baixo esquematizam-se as alterações ocorridas no mesmo local para condições de pós-ruptura. Retirado de Sibson, (1992). 273
- Fig. 4.60 – Diagramas que representam a resistência à deformação em profundidade para uma crosta quartzo-feldspática (à esquerda) e as variações que ocorrem quando as rochas contêm filossilicatos (à direita). Adaptado de Imber et al., (1997) in Grotenhuis (2000). 274
- Fig. 4.61 – A pedra representada nesta figura pertence à empresa “Fabrimar” e situa-se junto à fábrica de instrumentos de corte para rochas ornamentais da mesma empresa, próxima de Barro Branco, flanco SW do anticlinal de Estremoz. O limite SW desta pedra corresponde ao contacto mecânico (1), desenvolvido neste local em metavulcanitos básicos, entre as rochas da Formação Dolomítica pertencentes ao anticlinal secundário que se prolonga para SE passando pelos v.g. de Vigária 2 e Nora (ver mapa em anexo). Embora o movimento seja essencialmente lateral esquerdo, a Formação Dolomítica cavalga para NE o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (2). Observa-se claramente (3 e 4) que este acidente é posterior à formação do bandado metamórfico. A xistosidade de segunda fase (S2) está materializada macroscopicamente pelo alinhamento dos fragmentos da brecha tectónica e, microscopicamente nas litologias carbonatadas pelo alinhamento nas fronteiras dos grãos ao longo dos quais ocorreram fenómenos de migração, rotação e recristalização (Passchier & Trow, 1996). Os sistemas de maclas desenvolvidos nos cristais de calcite (6) são do Tipo II e III de Passchier & Trow (1996, pág. 204) o que concorda com temperaturas de formação superiores a 150°C, podendo atingir os 300°C. Em (5) representa-se uma montagem de microfotografias referente às rochas metavulcânicas que constituem a matriz desta brecha, também aqui os critérios cinemáticos obtidos por rotação de um bloco rígido (mineral opaco) na matriz mais dúctil, apontam para critérios de cisalhamento esquerdo com topo para Norte. O local de amostragem desta lâmina não se encontra representado nas figuras juntas. 276
- Fig. 4.62 – Exemplo do desenvolvimento de uma banda de cisalhamento, sob condições de deformação em regime dúctil, por estiramento do flanco Sudoeste da dobra em sinforma que se podia observar numa pedra abandonada situada a Sul da pedra da empresa “Marmetal” situada na EN 255 entre Borba e Vila Viçosa. 277
- Fig. 4.63 – Outro exemplo de um corredor de deformação situado na pedra “Visamar” à saída de Bencatel para Vila Viçosa na EN 254. Nos elementos desta brecha é possível observar dobras o que nos indicam um timing para a génese da estrutura que terá que ser, pelo menos, posterior às fases mais precoces de D1. 277
- Fig. 4.64 – Vários aspectos de banda de cisalhamento. Pedra abandonada “Mardino” local de Cabanas – 279

Bencatel, flanco SW do anticlinal de Estremoz. Em particular, o desenvolvimento deste corredor de deformação está localizado no contacto geológico entre mármore e metavulcanitos básicos, ambos do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Verifica-se uma verticalização das estruturas vulcânicas em contraste com a posição mais horizontalizada dos mármore. Esta característica, não sendo uma regra é muito frequente e para além dos afloramentos à superfície em que tal acontece, também foi confirmada em várias sondagens. O aspecto observado em (6) corresponde a rochas vulcânicas mais ácidas por vezes associadas a jaspe, aqui no entanto tal não acontece.

- Fig. 4.65 – Lâmina delgada orientada colhida nos afloramentos ilustrados na figura anterior. Observa-se que os critérios cinemáticos, cisalhamento esquerdo com topo para Norte, observados à escala mesoscópica permanecem válidos à escala microscópica. No pormenor à direita podem observar-se estruturas do tipo mica fish que marcam o sentido de cisalhamento sofrido pela rocha. 279
- Fig. 4.66 – Em cima, vista geral para NNW da antiga mina de Miguel Vacas (Monte dos Vieiros). Em baixo, o filão cuprífero principal que foi explorado estava associado a um corredor de deformação transpressivo esquerdo situado a NE do anticlinal de Estremoz (ver Mapa em Anexo). 280
- Fig. 4.67 – A parede SW da pedreira M. Simões – Fonte da Moura, corresponde a um acidente com direcção NE-SW, sub-vertical que apresenta critérios de movimentação direita (Na Fig. 2.30 corresponde ao desligamento que passa por Pardais – v.g. Torre 2ª). A componente vertical associada a este acidente é responsável pela exposição à superfície do anticlinal de segunda ordem que se desenvolve a Oeste da terminação periclinal SE do anticlinal de Estremoz (ver Mapa em Anexo e Fig. 5.34). 281
- Fig. 4.68 – Filões da Messejana (M) e de Fom Zguid (FZ) num contexto pré deriva. Retirado de Schermerhorn et al., (1978). 283
- Fig. 4.69 – Esquema conceptual para a geometria de uma dobra antiforma intersectada por uma falha vertical perpendicular ao plano axial da dobra, in Ramsay (1987). Esta representação corresponde ao comportamento exibido pelas falhas WSW-ENE a NE-SW, com filões doleríticos associados existentes no anticlinal de Estremoz. 283
- Fig. 4.70 – Vista geral para Leste da Pedreira “Bataneite” – Olival Grande, flanco SW do anticlinal de Estremoz. A zona mais escura, representada à esquerda do promontório, corresponde a um filão dolerítico que separa a exploração abandonada à esquerda e a pedreira onde a exploração se desenvolve em bom ritmo extractivo. A separação de pedreiras por cabos reais é uma situação muito frequente no anticlinal de Estremoz. Normalmente, na terminação periclinal SE, o bloco situado a SE sofre um abatimento. Nas imediações destes filões o mármore encontra-se mais fracturado. 284
- Fig. 4.71 – Fendas de tracção perpendiculars ao dobramento de segunda fase. Pedreira abandonada imediatamente a Oriente da pedreira “M. Simões”, representada na figura 4.66. 284
- Fig. 4.72 – Lâmina delgada referente à zona de contacto entre um filão dolerítico e o mármore. Amostra recolhida na Pedreira de “Plácido Simões” – Olival Grande, a NE de Bencatel. 285
- Fig. 4.73 – Montagem de microfotografias referentes à área assinalada a verde na figura anterior. Aqui se podem observar os aspectos texturais provocados pelo metamorfismo de contacto do filão dolerítico (na parte inferior à esquerda) sobre o mármore (na parte superior à direita). A alteração textural que ocorre em ambas as litologias também é acompanhada por reacções entre os minerais das mesmas. 285
- Fig. 4.74 – Esquema conceptual para a geometria das famílias de fracturas associadas a um dobramento em andar estrutural médio – superior. Twiss & Moores. Esta representação corresponde ao comportamento, em regime mais frágil, exibido pelo dobramento de segunda fase no anticlinal 286

de Estremoz.

- Fig. 4.75 – Diaclases conjugadas associadas ao dobramento de segunda fase no anticlinal de Estremoz. 286
- Fig. 4.76 – Pedreira “Nobre” no Lugar de Peixinhos a SE de Vila Viçosa. A vista geral, para NW, da pedreira representa a total exposição do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz no flanco NE do anticlinal de Estremoz neste local. À esquerda observam-se os níveis dolomíticos subjacentes ao Complexo e à direita os níveis de xistos escuros grafitosos com liditos associados. A pedreira é limitada a SE (onde se tirou a foto) e a NW por falhas NE-SW, verticais perpendiculares ao plano axial da macroestrutura. No sentido longitudinal, segundo a direcção da fotografia, destacam-se vários cisalhamentos que se desenvolveram em regime dúctil. 288
- Fig. 4.77 – Vários aspectos da deformação sofrida pelos metavulcanitos ácidos aflorantes na EN4 junto ao cruzamento para Estremoz – Portalegre, no local onde o acesso à auto-estrada A6 encontra a EN4. Neste afloramento encontram-se várias dobras com eixo curvo e muito variável, esta dispersão de atitudes deverá estar relacionada com os mecanismos de extrusão em relação com a viscosidade magma e não com os fenómenos de deformação posteriores. 288
- Fig. 4.78 – Vários aspectos da deformação heterogénea presente nas rochas do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Pedreira abandonada “Moucheira, a Nordeste da pedreira “Marmetal – Fonte da Moura” – Pardais. 290
- Fig. 4.79 – Exemplo de associação entre mármore, rochas vulcânicas e jaspe no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Esta amostra corresponde a uma chapa não observada *in situ*. Aspectos similares foram detectados em sondagem. 290
- Fig. 4.80 – Padrão de dobramento que pode ser explicado pelo desenvolvimento de dobras em bainha paralelas à direcção de transporte de D1. Pedreira abandonada na região do Mouro – Barro Branco, a SW de Borba mas no flanco SW do anticlinal de Estremoz. 292
- Fig. 4.81 – Representação esquemática da transecção direita, formada durante D2, que afecta o sinclinal de Terena. Os ângulos encontram-se exagerados para efeitos de compreensão do fenómeno. 294
- Fig. 4.82 – Representação e interpretação de vários afloramentos pertencentes à Formação de Terena. (1) Afloramento na zona central do sinclinal de Terena, na EN 373 entre Redondo e Alandroal; (2) Refracção da clivagem dos níveis mais finos (xistos, à esquerda) para uma bancada de quartzito (3) Intersecção entre os planos S0 e S2 e consequente formação da lineação de estiramento, quase vertical, pois resulta da intercepção de dois planos sub-verticais com diferentes direcções; (4) Transecção direita na Formação de Terena, estrada Terena – Rosário. S0 138°, 75°N e S2 120°, 90; (5) Refracção acentuada da clivagem de fractura em bancada de quartzito mais competente, observada no flanco NE do sinclinal de Terena, EN 373. Esta refracção indica base de camada para NE. 295
- Fig. 4.83 – O limite NE do sinclinal de Terena na EN 373 com as litologias silúricas (Formação dos Xistos com Nódulos/Xistos Raiados) está sublinhado por uma zona de falha com vários acidentes onde se destaca um desligamento esquerdo NNW-SSE sub-vertical, que se desenvolveu em regime de andar estrutural superior. (1) Aspecto geral da caixa de falha onde se observa a natureza desagregada da brecha de falha (“*faulit gangé*”). O aspecto não consolidado deste cataclasto indica o andar estrutural superior em que terão ocorrido, pelo menos, os últimos movimentos ao longo do plano de falha. Na figura, a NE afloram xistos escuros e liditos pertencentes à Formação dos Xistos com Nódulos/Xistos Raiados; (2) Pormenor de xisto e quartzitos da Formação de Terena; (3) Quartzitos da Formação de Terena impregnados com hematite; (4 e 5) Trincheira SE em frente à estrutura representada em (1). (4) Pormenor da caixa de falha e (5) destaque para a massa mineral constituída óxidos e hidróxidos de Fe e Mn que exibem crescimento sintáxico perpendicular ao plano de falha, tendo, por isso mesmo, precipitado num período de descompressão litostática. 297

- Fig. 4.84 – Afloramento na EN4 ao Km 159, junto à albufeira de Borba. (1) Vista geral para W; (2, 7 e 8) Aspecto da alternância litológica realçada pela alteração diferencial das camadas da Formação dos Xistos com Nódulos; (3) Contacto entre xistos siltíticos com clorite (mais esverdeados, à esquerda) e xistos pelíticos mais finos, ambos pertencentes à Formação dos Xistos com Nódulos. O contraste reológico entre as duas litologias é suficiente para induzir a nucleação de acidentes longitudinais (7); (4) Aspecto em afloramento da deformação, exibida pelos liditos e xistos negros da Formação dos Xistos com Nódulos, caracterizada por inúmeros acidentes que fazem um pequeno ângulo com a estratificação; (5) Esboço geológico e localização dos afloramentos representados nesta figura. As dobras representadas referem-se a bancadas de liditos; (6) Esboço de livro de campo representando um corte geológico, ao Km 160 da EN4, que ilustra a estrutura sub-vertical em dobras isoclinais apertadas com comprimento caracterizado por um comprimento de onda decamétrico. 299
- Fig. 4.85 – Secção polida, perpendicular ao fabric S/L, em amostra constituída pela alternância de xistos pelíticos cloríticos (mais escuros) e xistos siltíticos. A amostra foi colhida próximo da Horta do Rezio a Leste de Borba e cerca de 1000 metros a NW do v.g. Mina. Esta amostra ilustra, à escala da amostra de mão, as estruturas e padrões de dobramento que se observam à escala mesoscópica. 300
- Fig. 4.86 – Afloramento de xistos negros e liditos, em alternância centimétrica, que se pode observar na estrada de Vila Viçosa para São Romão, no sopé do Castelo de Vila Viçosa. Nesta secção é evidente a vergência geométrica para NE, no entanto existe uma lineação de estiramento 20°, SSE indiciando um transporte sub-paralelo às estruturas e praticamente perpendicular ao corte representado na figura. 301



CAPÍTULO 5

- Fig. 5.1 – Vestígios da actividade extractiva romana nos mármores do anticlinal de Estremoz. Este bloco encontrado numa pedreira pode ser observado junto ao CEVALOR em Borba. O pormenor evidencia o entalhe no bloco onde eram colocadas cunhas de madeira ressequidas que ao ser molhadas dilatavam obrigando o mármore a fracturar-se. Em baixo: (A) Friso em mármore encontrado nas termas romanas de Évora, na face irregular à esquerda é visível o buraco aberto para fins de análise petrográfica/microestrutural e isotópica; a parte externa da amostra foi preservada para que fosse possível executar o restauro da peça arqueológica; (B e C) Amostras que se podem observar no Castelo de Vila Viçosa (B) Duplo sarcófago; (C) Cavidade donde se extraiu um sarcófago; (D) Templo romano de Évora cujos capitéis foram executados em mármore de Estremoz. Mais dados relativos a este assunto podem ser consultados em Lopes *et al.*, (2000) e em Cabral *et al.*, (2001). 307
- Fig. 5.2 – Principais fases de um projecto de exploração subterrânea de rochas ornamentais (extraído e adaptado de Gama *et al.*, (2000), após adaptação de Fornaro e Bosticco (1999). 308
- Fig. 5.3 - Vista aérea parcial da área em estudo com indicação (transparência a verde) do local seleccionado para estudo de pormenor na segunda fase do projecto. Em cima localização no contexto geológico do anticlinal de Estremoz. 313
- Fig. 5.4 – Doba aberta com flancos verticais estirados. Registe-se o padrão em “M” das dobras mesoscópicas indiciando um posição mediana em relação à macroestrutura . Pedreira ABV a NW da pedreira Marmetal, Pardais. 314
- Fig. 5.5 – Representação esquemática e extremamente simplificada da segmentação longitudinal e transversal do anticlinal de Estremoz. Apesar da simplicidade do modelo este apresenta uma boa correlação com o que se observa nas pedreiras. Estas, frequentemente são limitadas por cabos reais (ENE-WSW) e corredores de deformação (NNW-SSE) 321

- Fig. 5.6 – **(a)** Esquema representando a génese de dobras com várias camadas, verifica-se que nestes casos, o plano axial normalmente não é paralelo à bissectriz do ângulo entre os flancos (L). Adaptado de Twiss & Moores, 1992. **(b)** Representação esquemática do desenvolvimento hipotético de uma estrutura em anticlinal em regime transpressivo esquerdo com achatamento NE-SW associado. 322
- Fig. 5.7 – Estruturas sigmoidais mesoscópicas observadas na pedreira “Marcalva” 300 metros a NNE do Monte da Nora. 323
- Fig. 5.8 – Projecção na vertical das sondagens SP e posição do limite estratigráfico Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz – Formação Dolomítica. A barra azul representa a possança de mármore atravessada e o maior valor a profundidade atingida em cada sondagem. 324
- Fig. 5.9 – Mapa geológico da área em estudo com indicação dos locais de início das sondagens: SD – previamente realizadas e cuja informação foi levada em conta; SP – realizadas no âmbito do projecto; FMP – sondagens de pormenor; e localização do corte geológico esquemático AB. Base geológica adaptada da “Carta Geológica do Anticlinal de Estremoz”, na escala 1:10.000, Folha 12, Instituto Geológico e Mineiro – DPRMNM, Lisboa 1997. 327
- Fig. 5.10 – Orientação dos testemunhos das sondagens com base no estiramento mineral persistente na região. 328
- Fig. 5.11 – Orientação dos testemunhos das sondagens com o aparelho TVr 20°-160°. O instrumento numa ponta tem uma referência para materializar a parte superior da sondagem (A) e na outra espigões (B) que se adaptam ao encontrar a superfície de contacto (C), depois e só estabelecer a correspondência entre os espigões e as marcas (D) e fazer o registo da atitude do plano. 328
- Fig. 5.12 – Exemplo dos testemunhos de sondagens colocados nas caixas de arquivo. No caso está representada a Sondagem SP2 entre os 111.12 e 139.04 metros. 329
- Fig. 5.13 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis da região de Pardais 330
- Fig. 5.14 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP1, SP2 e SP3, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens. 335
- Fig. 5.15 – Colunas litoestratigráficas para as sondagens SP4, SP5 e SP6, elaboradas a partir dos dados recolhidos nas respectivas sondagens. 336
- Fig. 5.16 – Coluna litoestratigráfica, sem escala, elaborada a partir dos “logs” das sondagens realizadas na área em estudo. Embora as sondagens não tenham intersectado os xistos negros com líditos graptolíticos intercalados, resolvemos inclui-los nesta coluna pois regionalmente é assim que se dispõem. 337
- Fig. 5.17 – Bloco diagrama representando as principais unidades litológicas interceptadas pelas sondagens. Esta figura é da autoria de Patrícia Fale e Costa (Instituto Geológico e Mineiro), a quem agradecemos a sua disponibilização. 338
- Fig. 5.18 – Cristais de calcite orientados; quartzo e flossilicatos dispostos ao longo dos planos de xistosidade (S2). Microfotografia com nicóis cruzados e ampliação de 40 X, a largura da foto é cerca de 3mm. Repare-se no alinhamento dos flossilicatos paralelos a S2 e ao crescimento de quartzo no mesmo plano. 339
- Fig. 5.19 – Exemplo de fragmentos dos testemunhos de sondagem (Nº 6), a partir dos quais se fizeram algumas lâminas delgadas. 1 a 3 – Aspectos texturais dos mármore de textura mais fina (dolomíticos?!) na transição do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz para a Formação Dolomítica; 1 - Mármore calcíticos de granularidade fina (apresentam efervescência 341

nítida com HCl), a azul representa-se o plano axial de uma dobra menor e a amarelo os respectivos flancos; 2 – Transição dos mármore calcíticos (em cima) para os mármore dolomíticos (em baixo) sublinhada a azul tracejado. O tracejado vertical materializa a geratriz a partir da qual se determinam as atitudes de planos e linhas; 3 – Mármore dolomítico com fenda preenchida por calcite (cc); 4 – Brecha tectónica com fragmentos de mármore alinhados e definindo o sentido de movimento, a matriz está alterada por seritização e oxidação; 5 – Dobra em metavulcanitos básicos alternantes com níveis carbonatados, observada nos testemunhos de sondagem. Repare-se na disposição dos filossilicatos materializando a xistosidade de fluxo (S1) em planos perfeitamente definidos, também se observa a posição da estratificação (S0) e da clivagem de crenulação (S2); 6 e 7 – Relação entre o mármore de tonalidades cor-de-rosa e a ocorrência de vulcanitos básicos; 8 – Variação da inclinação da estratificação indicando a vizinhança de uma banda de cisalhamento e/ou o flanco estirado de uma dobra; 9 e 10 – Dois aspectos de metavulcanitos básicos com sulfuretos. Devido às diferenças de comportamento reológico do mármore e dos vulcanitos, quando ocorreu a deformação originou-se o aspecto brechóide que a rocha apresenta.

- Fig. 5.20 – Dobras de primeira fase redobradas pela segunda. Este aspecto pode ser observado na pedreira A. Mocho – Lagoa. Repare-se como os flancos inversos das dobras de primeira fase se encontra estirados de acordo com o sentido de movimento. Embora não seja evidente, devido à orientação menos favorável do corte, o sentido de movimento faz-se para o quadrante noroeste, tal como acontecia na Fig. 5.8. Estando, deste modo, de acordo com os critérios cinemáticos definidos para a primeira fase de deformação hercínica em regime transpressivo esquerdo. (Para interpretação mais completa consulte-se a Fig. 4.40). 342
- Fig. 5.21 – Variação brusca na cor do mármore sem perda de continuidade litológica. A azul claro representa-se a estratificação e a amarelo os planos de movimento recristalizados. 345
- Fig. 5.22 – Corte geológico esquemático entre os pontos A e B assinalados na carta geológica de pormenor para a área em estudo (Fig. 5.9). Legenda: 1 – Xistos negros e liditos; 2 – Metavulcanitos; 3 – Mármore escuro; 4 – Mármore claro; 5 – Sílica; 6 – Dolomitos primários; 7 – Desligamento esquerdo e, 8 – Sentido de movimento do bloco onde está a seta. 345
- Fig. 5.23 – Esquema interpretativo das estruturas observadas na pedreira Alexandre Maximiliano, a Norte da pedreira Marmetal – Fonte da Moura. A compartimentação dos mármore pelos acidentes longitudinais está aqui bem marcada e, ainda que existam muitos planos, a parte central da foto da frente da pedreira, junto às litologias mais escuras, deve ser considerada uma única banda de cisalhamento. 346
- Fig. 5.24 – Pormenor de um aspecto observado na pedreira referida na figura anterior, situada a NW, no piso imediatamente aos que se observam na Fig. 5.23. Também a orientação é mesma. 346
- Fig. 5.25 – Corte esquemático e interpretativo para a área em estudo. 1 a 6 – Pontos de início das sondagens. A transparência a verde representa a pedreira da Empresa Marmetal Lda., Fonte da Moura Pardais (FMP). 349
- Legenda: Roxo – Xistos e liditos; Cor-de-laranja – Metavulcanitos; Azul-escuro – Mármore predominantemente escuro e/ou com alternâncias de metavulcanitos; Azul claro – Mármore predominantemente claro e, Cor-de-rosa – Formação Dolomítica. Nas sondagens o amarelo corresponde a intercepção de mármore escuro e o cor-de-rosa corresponde a intercepção de mármore claro. O tracejado mais grosso representa a estrutura anticlinal de segunda fase com indicação do plano axial e sentido de transporte. O polígono translúcido a verde representa a corta da pedreira Marmetal – Fonte da Moura, Pardais.
- Fig. 5.26 – Zona de intervenção do projecto. Em baixo, perfil topográfico da pedreira seleccionada, à data da realização das sondagens FMP 1-4. Presentemente já se desenvolvem trabalhos de exploração no Piso 23. Adaptado de Gama *et al.*, (2000). 353

- Fig. 5.27 – Esquema da pedreira com implantação dos logs das sondagens FMP1 a FMP4. Neste esquema podemos ainda observar a disposição das principais estruturas anticlinais () sinclinais () e bandas de cisalhamento (- - -); para além dos contornos geológicos a várias cotas (individualizados adiante na Fig. 5.29). 355
- Fig. 5.28 – Interpolação da variação da estratificação entre as sondagens FMP1 e FMP2. O ponto de vista do observador encontra-se a SE e a estrutura está inclinada cerca de 20° para SE, de acordo com a inclinação dos eixos das dobras medidos nas sondagens e no terreno. 356
- Fig. 5.29 – Mapas geológicos a diferentes cotas. A – 12 metros abaixo da boca dos furos das sondagens; B – à cota da boca dos furos; C – 4 metros acima da boca dos furos e, D – projecção dos três mapas anteriores no mesmo plano, dos logs das sondagens e das estruturas determinadas para o volume em estudo. 357
- Fig. 5.30 – Cartografia da densidade linear de fracturação em dois níveis na área piloto. Estes gráficos foram elaborados, no âmbito do projecto, pelo Prof. Dr. Jorge de Sousa, do Instituto Superior Técnico. 358
- Fig. 5.31 – Fotografia da pedreira FMP, vista da zona de alargamento na direcção da frente Nordeste, mostrando local da futura exploração subterrânea. Retirada de: Gama *et al.* (2000). Em cima: Fotografia do fundo da pedreira FMP após o início da exploração subterrânea. 361
- Fig. 5.32 – Planta de pormenor da sequência de desmonte do 1º, 2º e 3º piso. 361
- Fig. 5.33 – Dois aspectos da exploração subterrânea na pedreira FMP em Fevereiro de 2003. A entrada da galeria situa-se a -115 metros da superfície e toda a maquinaria é operado por um único trabalhador. À direita pode-se ver a roçadora que executa os cortes que permitem o avanço da galeria. 364
- Fig. 5.34 – Adaptação, para fins de consulta e localização, do “Mapa Geológico do anticlinal de Estremoz” – Instituto Geológico e Mineiro, 1997. 365
- Fig. 5.35 – Alguns tipos de mármore aqui representados em chapa polida. Em cima “brancos”, 2ª linha – branco, vergado e “pele de tigre” (azul e branco), 3ª linha – “rosas” com e sem vergada e, em baixo três amostras da variedade “ruivina”. A referência por variedades, bem como a descrição petrográfica e a caracterização físico-química-mecânica pode ser encontrada no Catálogo de Rochas Ornamentais – I.G.M. (Vol. I, 1983 e Vol. II, 1984, e 2ª Ed. 1992), no CD-ROM “ICONS 2000” (Variograma, 2000) e on-line em:
http://www.igm.pt/almanaque/rochas_orn/ornabase/ornabase.aspx 366

CAPÍTULO 6

- Fig. 6.1 – Esquemas ilustrativos das relações entre os batólitos intrusivos e a profundidade de instalação dos mesmos. Da esquerda para a direita a profundidade de instalação e arrefecimento aumenta. Quanto mais superficialmente se der a intrusão tanto mais discordantes serão os encraves entre o maciço e o encaixante. Adaptado de Raymond (2001). 368
- Fig. 6.2 – Aspecto de um encrave de metalidito precâmbrico, no granito róseo (G0) do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Bloco extraído da Pedreira “Forte Rosa” – Granitos de Maceira em Monforte. 368
- Fig. 6.3 – Mapa geológico do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália com indicação das áreas alvo para os vários estudos que se fizeram. Mapa não publicado, IGM – DPRMNM (1997), elaborado a 372

partir de Gonçalves (1971), Gonçalves *et al.* (1972) e Oliveira (1975).

- Fig. 6.4 – Logs de algumas das sondagens realizadas no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. À esquerda os padrões cromáticos que preenchem os logs correspondem aos definidos em função da heterogeneidade verificada nos testemunhos das sondagens. Na legenda estão enumerados os principais padrões e à direita representam-se um exemplo com os padrões identificados pelo código de cor que lhe foi atribuído e as fracturas que se observaram nesta sondagem (S3). Figura adaptada de Lopes *et al.* (1997). 376
- Fig. 6.5 – Perfil geológico esquemático segundo a sondagem S7. As fracturas (a negro) obtiveram-se a partir dos dados da sondagem e de um perfil realizado à superfície. A quadrícula amarela tem 5 metros de lado. Como se pode concluir pela interpretação exposta na figura, existe uma tendência para o agrupamento de fracturas particularmente visível na vertical mas também na horizontal assim acontece embora não seja tão evidente. Figura adaptada de Lopes *et al.* (1997). 377
- Fig. 6.6 – Vários aspectos dos diferentes tipos litológicos explorados como rocha ornamental no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália. Em cima, da esquerda para a direita, blocos representativos dos granitos G1, G0 e G2. Em baixo amostras polidas: (1) Granito G1, cinzento de grão médio com tendência porfiróide; (2), (3) e (4) três tipos distintos de granitos róseos (2) – “Forte Rosa”, (3) – “Rosa Arronches” e (4) – “Rosa Forte”; (5) – Granito G2, cinzento de grão fino a médio, e (6) – Diorito explorado na terminação sudeste do maciço (consultar Fig. 6.3 para localização) com a designação comercial “Favaco”. 378
- Fig. 6.7 – Vista geral da pedreira abandonada em Gabro/Dioritos no Monte das Furadas (consultar Fig. 6.3 para localização). A profusão de diaclases com reduzido espaçamento, presença de encraves e filões aplíticos tornou insustentável a exploração destas rochas. 378
- Fig. 6.8 – Contacto entre o granito róseo e as rochas da Formação Carbonatada de Elvas, aqui transformadas em corneanas calcossilicatadas, com epidoto, vesuvianite, granada, pirite, etc. Trincheira no IP2, junto a Monforte. 378

CAPÍTULO 7

- Fig. 7.1 – Reconstituição proposta para o supercontinente Rodínia no Proterozóico superior, segundo Hoffman (1991) *in* Skehan (1997). 388
- Fig. 7.2 – Distribuição dos terrenos relacionados com arcos do Proterozóico superior e sequências Acado-Bálticas do início do Paleozóico, numa reconstrução pré-deriva da área Peri-Atlântica norte. Adaptado de Keppie & Dallmeyer (1989) *in* Nance & Murphy (1994). 388
- Fig. 7.3 – O supercontinente do início do Proterozóico superior acrecionado na orogenia Greenville, que terminou aos 1,0 Ga atrás, fragmentou-se aos 750 Ma subductando o oceano de Moçambique para dar origem ao supercontinente Gondwana – Laurência no final do Proterozóico superior e anterior à abertura do Iapetus meridional. Segundo Dalziel (1992) *in* Windley (1996). 389
- Fig. 7.4 – (A) Supercontinente Rodínia no Neoproterozóico (segundo, Torsvik *et al.*, 1996) e (B) Distribuição paleogeográfica de moluscos e idade tommotiana (segundo Gubanov, 2000); (C) Atdabaniano inferior e (D) Distribuição de arqueociatos e trilobites no Atdabaniano superior (segundo McKerrow *et al.*, 1992). Adaptado de Gubanov (2002). 390
- Fig. 7.5 – Representação em coordenadas actuais dos limites de placas no Paleozóico inferior. Adaptado de Tait *et al.*, (2000). 390
- Fig. 7.6 – Principais elementos estruturais da orogenia varisca na Europa. *In* Tait *et al.*, (2000). 392

- Fig. 7.7 – Reconstituição para o Proterozóico superior (600 ma) mostrando a localização dos orógenos colisionais (interiores) e orógenos periféricos. Segundo Bond *et al.*, (1984) in Murphy & Nance (1991). 392
- Fig. 7.8 – Reconstituição paleogeográfica para diferentes períodos no Paleozóico. Adaptado de Tait *et al.*, (2000). 393
- A – Paleogeografia do Ordovícico inferior usando dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1994 (Maciço da Boémia); McCabe & Channell, (1990) (Avalonia); Van der Voo, 1993 (Gondwana); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria);
- B – Paleogeografia do Ordovícico superior com base nos dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1995 (Maciço da Boémia); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia) (Laurência); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria); Schönlaub, 1992 (Proto-Alpes). CT – Terreno Catalão, IM – Maciço Ibérico, AM – Maciço Armoricano;
- C – Paleogeografia do Silúrico superior usando dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1994 (Maciço da Boémia); Tait *et al.*, 2000 (Terreno Catalão); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia); Van der Voo, 1993 (Gondwana); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Douglass, (Báltica); Smethurst *et al.*, 1998 (Sibéria); Schätz *et al.*, 2000 (Proto-Alps);
- D – Reconstituição paleogeografia para o Devónico médio a partir dos dados paleomagnéticos de Tait *et al.*, 1997 (ATA – Armorica Terrane Assemblage); Torsvik *et al.*, 1993 (Avalonia); Torsvik *et al.*, 1992 (Báltica); MacNiocall & Smethurst, 1994 (Laurência); Bachtadse & Briden, 1991 (Gondwana); Schätz *et al.*, 2000 (Proto-Alps);
- E – Reconstituição paleogeografia para o Carbónico superior a partir dos dados paleomagnéticos referenciados em Van der Voo (1993).
- Fig. 7.9 – Dois modelos distintos da evolução paleogeográfica do Ordovícico inferior ao Carbónico superior para as regiões peri-Atlânticas actuais. L – Laurência; B – Báltica; G – Gondwana; Ar – Armorica; Av – Avalonia. No lado esquerdo baseado nos dados paleomagnéticos (segundo Tait, 1999 e Tait *et al.*, 2000). No lado direito a partir de dados paleoclimáticos e paleobiogeográficos (segundo Paris & Robardet, 1990; Robardet *et al.*, 1990; Paris, 1998). 394
- Fig. 7.10 – Paleogeografia das regiões peri-Atlânticas actuais para o Ordovícico, segundo Cocks & McKerrow (1993, in Robardet, 2003). 395
- Fig. 7.11 – Sequência de eventos geológicos para o Leste da América do Norte. Figura em: <http://csmres.jmu.edu/geollab/vageol/vahist/images/Vahistry.PDF>. Também em: Fichter & Poche, (2001). 396
- Fig. 7.12 – Cortes geológicos esquemáticos do Proterozóico superior ao fim do Paleozóico para os Apalaches do Sul. Adaptado por Fichter & Poche, (2001) a partir de Hatcher, (1987). 397
- Fig. 7.13 – Representação do orógeno Apalachiano no leste da América do Norte, com indicação do Estado de Vermont. Segundo Willians & Hatcher (1983) e Rast (1989) in Windley (1995). 398
- Fig. 7.14 – Evolução geodinâmica esquemática para o Maciço Ibérico (adaptado de Iglésias *et al.*, 1983 por Ribeiro *et al.*, 1990). 1 – Paleozóico; 2 – Rochas ígneas (máficas e félsicas); 3 – Crosta continental; 4 – Crosta oceânica; 5 – Manto superior. 400
- Fig. 7.15 – Esquema da evolução geral da Zona de Ossa – Morena, desde o início da fase de margem activa até ao final da fase de colisão continental. 400
- A – Início da subducção e do desenvolvimento de um arco magmático na margem SW da Zona de Ossa – Morena. Reactivação esquerda da sutura cadomiana;

B – Fase distensiva associada ao crescimento da bacia back-arc do COBA;

C e D – Fecho da bacia back-arc e obdução do COBA;

E – Início do período de colisão;

F – Estádio final da colisão. Segundo Quesada (1992). *In* Araújo (1989).

Fig. 7.16 – Reconstituição dos blocos continentais e oceanos para: (A) Silúrico superior, (B) Carbónico Inferior e, (C) Orógeno varisco no Pérmico. Adaptado de Matte (1986). 403

ÍNDICE DE QUADROS	Pág.
Quadro 1.1 – Rochas ornamentais e industriais - Produção em 2000. Adaptado de Romão, (2003).	61
Quadro 1.2 – Rochas ornamentais e industriais – Exportação em 2000. Adaptado de Romão, (2003).	61
Quadro 2.1 – Nomenclatura das diferentes unidades estratigráficas em Portugal e Espanha.	101
Quadro 2.2 – Designação e equivalência entre formações do Sector de Estremoz – Barrancos, segundo os autores citados.	115
Quadro 3.1 – Designação das sequências sedimentares de segunda ordem.	191
Quadro 3.2 – Correspondência entre as megaestruturas anticlinal de Crato – Arronches – Campo Maior (Gonçalves & Oliveira, 1986) Megaestrutura anticlinal de Monesterio (Eguiluz et al., 1999).	199
Quadro 4.1 – Síntese das características geométricas e cinemáticas dos principais episódios de deformação Varisca segundo diferentes autores. Retirado de Rosas (2003).	221
Quadro 5.1 – Tabela para a classificação de blocos em categorias comerciais.	319
Quadro 5.2 – Tipos de mármore/preços.	320
Quadro 5.3 – Dados técnicos e logísticos referentes às sondagens SP.	325
Quadro 5.4 – Atitudes das principais famílias de fracturas presentes no anticlinal de Estremoz. A partir dos dados obtidos na área e de acordo com Reynaud & Vintém (1992, 1994), Lopes (1995) e Ladeira (1978, 1981).	331
Quadro 5.5 – Características das famílias de fracturas (3 principais e 1 complementar).	332
Quadro 5.6 – Características das famílias de fracturas identificadas nas 4 sondagens realizadas na área piloto (FMP1, FMP2, FMP3 e FMP4) e na pedreira Fonte da Moura.	355
Quadro 5.7 – Cenários da exploração com taxas de recuperação variáveis e respectivos volumes comercializáveis por ano.	362

RESUMO

Na região alentejana entre Terena e Elvas afloram, parcialmente, os sectores de Alter-do-Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos da Zona de Ossa – Morena. As unidades estratigráficas neles representadas estão compreendidas entre o Proterozóico terminal e o Devónico e encerram uma história de deformação praticamente contínua durante o Ciclo Varisco. Este é constituído por duas fases tectono-estratigráficas principais em que a deformação se caracteriza pela actuação de um regime transpressivo / transtensivo esquerdo em que o transporte de massa, para N ou NW, se apresenta predominantemente paralelo às macroestruturas NW-SE geradas por encurtamento durante a segunda fase de deformação.

Em relação aos aspectos geométricos mais marcantes da estruturação geológica dos sectores em estudo, definem-se, de Norte para Sul, os seguintes domínios:

- Domínio de Elvas – Vila Boim – Terrugem: Dobras inclinadas;
- Domínio de São Saturnino – Juromenha: Dobras verticais de eixo sub-horizontal (inclui as Formações de Fatuquedo; Barrancos; Xistos com Nódulos);
- Domínio de Ferrarias – Nave;
- Anticlinal de Estremoz – A macrostrutura anticlinal descreve um arco em que a NW o mergulho das dobras é de sensivelmente de 20° para NW e a SE mergulha também entre 15 e 25° para SE;
- Sinclinal de Terena e terrenos envolventes – Deformação em andar estrutural superior com metamorfismo de baixo grau e estruturas sub-verticais de eixo horizontal.

Para além dos aspectos relacionados com a deformação dos materiais crustais em andar estrutural médio a superior, a presente tese centra-se em dois aspectos principais que queremos destacar:

1) A evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa – Morena nos sectores de Alter-do-Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos, em articulação com o seguinte;

2) A optimização da exploração de recursos geológicos para fins ornamentais com especial incidência nos mármore do anticlinal de Estremoz.

Em relação ao primeiro ponto debatem-se algumas questões relacionadas com a posição estratigráfica de algumas sequências litológicas. No anticlinal de Estremoz, as questões mais problemáticas relacionam-se com a idade do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e embora existam fortes indícios que apontem para uma idade ordovícica terminal do mesmo a verdade é que a ausência de dados paleontológicos continua a ser um constrangimento importante na definição da sua idade. Também se efectuou uma análise comparativa entre o anticlinal de Estremoz e a estrutura de Ferrarias. Em função da análise dos resultados concluiu-se que as duas estruturas não são equivalentes e que os dados paleontológicos recentemente publicados se ajustam a um modelo que considera que a sequência de Ferrarias, em vez de ser equivalente à de Estremoz, se lhe sucede diacronicamente. Outra questão analisada foi o “carreamento da Juromenha”. Relativamente a este ponto ainda muito trabalho há por fazer. No entanto, podemos afirmar que o transporte perpendicular às estruturas suposto para a sua existência, não é apoiado pelos dados de campo, que antes concorrem para a existência de movimentos longitudinais, onde uma inclinação do plano

de movimento fará deslocar na vertical as estruturas mais antigas situadas a N deste acidente. As dobras deitadas para SW anteriores à clivagem sub-vertical regional serão precursoras da definição do flanco inverso da estrutura de Juromenha que, deste modo, se teria originado durante a primeira fase, tendo sido posteriormente reactivado na segunda fase bem como nos eventos frágeis mais tardios.

Em relação à exploração dos recursos geológicos para fins ornamentais, faz-se referência à exploração de granitos no Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália, onde se desenvolveram alguns estudos de geologia aplicada e apresenta-se detalhadamente o projecto do estudo da viabilidade da exploração subterrânea de mármore no anticlinal de Estremoz, desenvolvido em parceria com outras instituições. Aqui se debatem os principais constrangimentos geológicos, em função da evolução geodinâmica e estrutural do Sector de Estremoz – Barrancos da Zona de Ossa – Morena, envolvidos no conhecimento da estrutura e subsequente optimização da exploração dos mármore do anticlinal de Estremoz. Apresenta-se, pela primeira vez, um modelo baseado nas discontinuidades verticais NNW-SSE a NW-SE (correspondentes a bandas de cisalhamento) e WSW-ENE (fendas sub-perpendiculares às dobras macroscópicas principais e preenchidas por filões doleríticos afins, pelo menos em parte, do grande filão dolerítico do Alentejo – Falha da Messejana – Plasencia) cuja intersecção individualiza zonas de exploração no interior do anticlinal caracterizadas pela ocorrência de diferentes variedades de mármore. Este modelo, por enquanto muito simples mas que irá sendo melhorado em função da disponibilização de novos dados, ajuda a explicar variações bruscas em pedreiras adjacentes e permite, porque o seu comportamento é previsível, a elaboração de planos de prospecção na vizinhança das pedreiras, quer estas estejam em actividade ou não.

ABSTRACT

In the Northeast Alentejo region outcrops, partially, the Alter-do-Chão – Elvas and Estremoz – Barrancos Sectors of the Ossa – Morena Zone (OMZ). The represented stratigraphical units are understood between the Upper Precambrian and Devonian times and they contain a practically continuous deformation history during the Variscan Cycle. In the OMZ it is possible to recognize two main tectonostratigraphic phases, involving deformation and sin-tectonic sedimentation. The first phase is characterized by a left lateral movement according to a tangential belt rooted northwards and a sense of shear to the North or NW along the orogen trending. This phase is diachronically followed by the second phase which is the mainly responsible for the actual structural characteristic of the OMZ.

The more outstanding geometric aspects of the geological structuring of the sectors in study, from the North to the South, define the following domains:

- Elvas – Vila Boim – Terrugem Domain – Recumbent folds of sloping axis domain;
- São Saturnino – Juromenha Domain – Vertical folds of sub-horizontal axis domain (including the following formations of Fatuquedo; Barrancos e Xistos com Nódulos);
- Ferrarias – Nave domain;
- Estremoz anticline – the NW-SE anticlinal macrostructure describes an arch in which the plunge of the folds is of sensibly from 20° to NW (in the NW) and dipped between 15 and 25°, in the SE.

- Terena syncline and surrounding area – Upper structural deformation domains with low degree metamorphic grade and sub-vertical structures with horizontal axis.

Besides the deformation aspects of the rocks in upper to medium crustal conditions, this work is mainly concerned with the following subjects that we want to highlight:

- 1) Tectonostratigraphical evolution of the Alter-do-Chão – Elvas and Estremoz – Barrancos sectors of the OMZ, in articulation with;
- 2) Optimal exploitation of the geological resources in the studied area regarding the production of dimension stone, with emphasis of the marbles from the Estremoz anticline.

In relation to the first point we struggle some subjects related with the stratigraphical position of some lithological sequences. In the Estremoz anticline, the most problematic subjects link with the age of the Volcano-sedimentary-carbonated Complex (VSCC). Although the strong indications that point the Upper Ordovician as it most probable age, the absence of palaeontological data still remains to be an important embarrassment in this age definition for the rocks. A comparative analysis between the Estremoz anticline and Ferrarias structure, were also made up. The conclusions of this study showed that the two structures are not equivalent and, that the recently published palaeontological data adjust to a model that considers that the Ferrarias sequence, instead of being equivalent to the one of Estremoz, better follows it diachronically. Another analyzed subject was the "Juromenha Thrust". Relatively to this point a lot of work still remains to do. However, we can affirm that the perpendicular transport to the structures requested for

existence of this thrust, it's not leaning for the data field. The recumbent SW folds are previous to the regional sub-vertical cleavage and it will be predecessor of the definition of the inverse flank of the Juromenha structure, so, in this way, it would have been originated during the first phase, reactivated in the second deformation phase and in the later fragile events.

In relation to the exploration of the geological resources for dimension stone, it is made reference to the granites exploration in the Monforte - Santa Eulália Igneous Massive, where we made some studies of applied geology.

It's also presented, in full detail, the Project: "Study of the Feasibility of the Underground Exploration of Marbles in the Estremoz Anticline", developed in partnership with other institutions. Here we struggle the main geological embarrassments, in function of the geodynamic evolution and structural features of the OMZ, in the studied areas, involved in the knowledge of the structure and subsequent optimization of the marbles exploration. For the first time, is presented a model based on two sets of vertical discontinuities NNW-SSE to NW-SE (corresponding to shear bands) and WSW-ENE (sub-perpendicular joints to the main macroscopic folds and filled out by veins of a dolerite igneous rock) whose intersections individualizes exploration areas inside the anticlinal, characterized by the occurrence of different varieties of marbles. This model, is still very simple, but as far as more data came available will be improved. Right now, it helps to explain abrupt variations in adjacent quarries and it allows, because his behaviour is predicable, the elaboration of search plans in the neighbourhood of the quarries, aren't these in work or not.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A região em estudo abrange parcialmente os domínios de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos, pertencentes à Zona de Ossa – Morena (Fig. 1.1). Neste último sector individualizam-se as estruturas: Sinclinal de Terena e Anticlinal de Estremoz (Fig. 1.2).

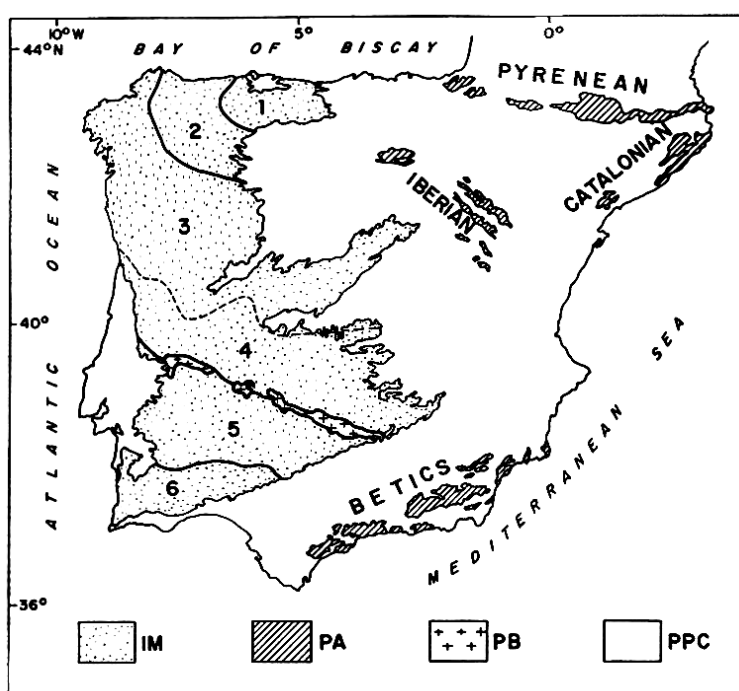


Fig. 1.1 – Principais Unidades Paleogeográficas e tectónicas da Península Ibérica. IM – Maciço Ibérico, 1 – Zona Cantábrica, 2 – Zona Oeste Astúrico – Leonesa, 3 e 4 – Zona Centro Ibérica, 5 – Zona de Ossa Morena, 6 – Zona Sul Portuguesa, PA – Afloramentos precâmbrios e paleozóicos nas cordilheiras alpinas, PB – Batólito de Pedroches, PPC – Cobertura pós – Paleozóica. Adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990.

O trabalho desenvolvido compõe-se de duas vertentes nem sempre fáceis de conciliar, uma de cariz marcadamente regional e outra aplicada de natureza mais prática. Por um lado trata da estratigrafia, geodinâmica e tectonogénese da região em estudo; por outro tenta-se compatibilizar toda a informação geológica disponível no intuito de otimizar a extracção e exploração de recursos geológicos (mármore e granitos).

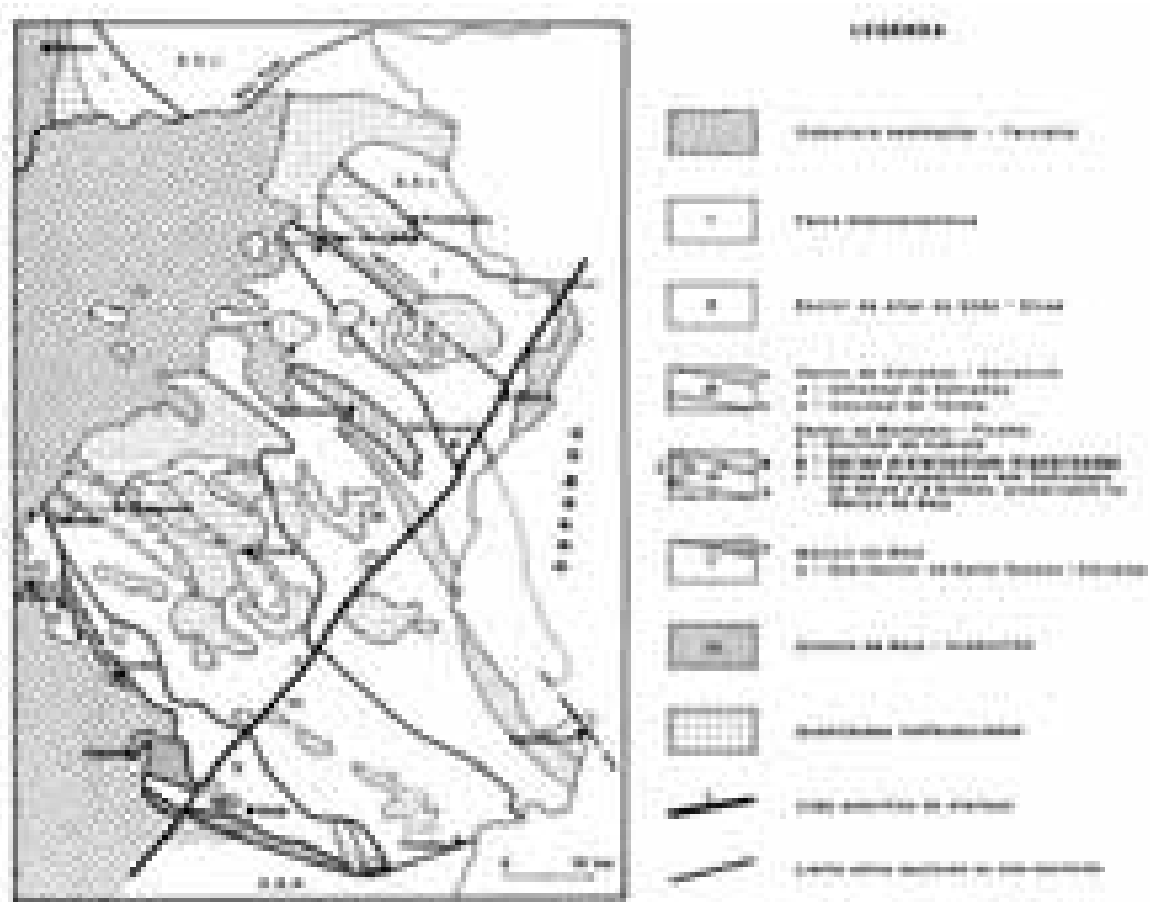


Fig. 1.2 – Divisões tectono-estratigráficas da Zona de Ossa Morena, em Portugal. *In: Oliveira et al., 1991.*

Assim, porque aí se desenvolve importante actividade extractiva mas também porque paralelamente à realização dos trabalhos de campo que conduziram a esta tese, decorriam projectos de investigação aplicada onde participamos activamente, grande parte do trabalho realizado fez-se sobre o “anticlinal de Estremoz”.

No panorama geomineiro português, o anticlinal de Estremoz representa a única estrutura geológica em exploração ininterrupta e, praticamente, sempre crescente nos últimos 60 anos. A superior qualidade dos mármore fez com que, pelo menos, desde a antiguidade clássica, tivessem

sido explorados. Não raras vezes os monumentos romanos, não só de Portugal mas também de Espanha, foram executados em mármore provenientes de Estremoz (Cabral et al., 1998, 2001).

Embora as questões ambientais/económico – extractivas e até sociais se afastem do âmbito da presente tese, pelo que não as voltaremos a abordar, cabe-nos aqui referir que a dimensão da exploração, deste recurso natural, é tal que as questões ambientais, o ordenamento do território e a gestão da exploração do próprio recurso (que embora sendo abundante nem sempre se encontra em condições económicas de ser explorado), adquirem cada vez mais importância, quer junto dos órgãos governamentais quer dos industriais do sector. Nos tempos correntes estes aspectos revestem-se de importância maior pois, se não acautelados, podem por em risco a própria indústria extractiva. Bons exemplos de integração Ambiental/Tecnológica/Extractiva existem noutros países (Espanha, França, Alemanha, Grécia, Croácia, Estados Unidos, etc.) e bom era que fossem seguidos, desde que devidamente adaptados à realidade portuguesa. Apenas como exemplo podemos referir o caso da Exploração de Mármore de Macael (60 Km a NNE de Almeria – Espanha). Aqui exploram-se mármore, que embora de inferior qualidade aos de Estremoz rivalizam comercialmente com eles. Estes mármore pertencem às “Séries Superiores” do “Complexo Nevado – Filabride” constituída por mármore mais ou menos impuros (até 800m) com raras intercalações de metapelitos (Gómez Pugnaire, M.T., 1992). Apesar da possança do conjunto, os níveis explorados para rocha ornamental ser, por vezes, de apenas 5 metros atingindo um máximo de 70 metros em zonas de espessamento de charneira, é viável a sua exploração. A estrutura geológica consiste numa dobra deitada vergente para oeste. Em muitas das explorações, para extrair o mármore é necessário “desmontar a montanha” (literalmente). Apesar de nos parecer

mais lógico fazer a extracção em galerias subterrâneas, foi-nos explicado que os ensaios geomecânicos realizados não o aconselhavam. Desta situação resulta que a extracção dos mármore de Macael é extremamente onerosa pelo que só a gestão integrada de toda a área em exploração e consequente transformação, permite que sejam explorados e que cheguem ao mercado com preços competitivos.

Voltando ao caso português, a Geologia, como ciência a montante de todas as outras, desempenha um papel fundamental como elemento catalisador, mas também condicionante, de todo desenvolvimento económico, social e urbano na região dos mármore.

Como já se referiu, o anticlinal de Estremoz constitui uma macroestrutura geológica situada na parte setentrional da Zona de Ossa-Morena (Ribeiro et al., 1979). Esta zona paleogeográfica paleozóica pela primeira vez individualizada por Lotze (1945); mais tarde, Ribeiro et al., (1979); Oliveira et al., (1991); Quesada (1991) e mais recentemente, Silva (1996 e 1997), entre outros, contribuíram para o seu melhor conhecimento, principalmente nos aspectos ligados à sua evolução paleogeográfica e geodinâmica.

A grande heterogeneidade geológica presente nas rochas que constituem a Zona de Ossa – Morena, é a principal responsável pelos inúmeros trabalhos que nas últimas décadas se tem realizado. Estes procuram esclarecer a estratigrafia, caracterizar os diferentes ambientes paleogeográficos e regimes geodinâmicos (entre outros: Robardet, 1976; Paris & Robardet, 1977; Ribeiro, 1979; Matte, 1983, 1986; Ribeiro *et al.*, 1990; Abalos e Eguiluz, 1992; Silva, 1997), estrutura natureza e significado dos seus limites (Lotze, 1945; Bard, 1971; Julivert *et al.*, 1974; Robardet, 1976; Ribeiro *et al.*, 1979; Florido & Quesada, 1984; Herranz, 1984; Abalos, 1990, 1991), as idades e

significado das principais divisões estratigráficas (Quesada *et al.*, 1990; Liñan & Quesada, 1990; Robardet & Gutierrez Marco, 1990; Oliveira *et al.*, 1991; Piçarra, 2000), a sequência de eventos metamórficos (Quesada & Munhá, 1990; Pedro, in prep.), ígneos (Sanchez Carretero *et al.*, 1990; Carrilho Lopes, in prep.) e tectónicos (Apalategui *et al.*, 1990; Silva, 1997; Silva *et al.*, 2003).

A presente tese surge, pois, na continuidade das muitas publicações que pendem sobre a geologia da Zona de Ossa-Morena. Por isso mesmo, a principal preocupação que nos guiou na sua elaboração foi procurar que o trabalho desenvolvido surgisse como um complemento em áreas ainda pouco ou mal investigadas, pelo que se seleccionaram afloramentos chave que foram estudados em pormenor. Paralelamente, como se realçou, porque decorriam projectos de investigação aplicada, houve sempre o cuidado de ligar as informações recolhidas à exploração dos recursos geológicos, em particular às rochas ornamentais (mármore e granito).

1.2 Objectivos

Os trabalhos desenvolvidos no âmbito da presente tese procuraram alcançar os seguintes objectivos:

- a) Caracterizar, a várias escalas, os estilos de deformação presentes nas diferentes unidades litoestratigráficas aflorantes na região de Estremoz – Elvas;
- b) Contribuir para um melhor conhecimento geológico da sucessão paleozóica das áreas de Estremoz e de Elvas, através do controle litológico das unidades litoestratigráficas aí representadas;
- c) Aplicar os conhecimentos da “Geologia Estrutural e Tectónica” como disciplinas, ao caso prático da exploração de recursos geológicos, em

- concreto às rochas ornamentais, representadas na área em estudo pelos mármores do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e pelos granitos e dioritos do Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália;
- d) Estabelecer modelos de deformação cronológicos aplicados ao Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Aqui verifica-se que para as diferentes condições de deformação se podem inferir diferentes respostas reológicas por parte das rochas que fazem parte do referido Complexo, através da hierarquização temporal destas estruturas tentaremos estabelecer os diferentes modelos de deformação nelas representados;
 - e) Testar a aplicabilidade dos modelos referidos na alínea anterior ao caso concreto da exploração de mármores. Para este ponto contribuíram os resultados obtidos em vários projectos de investigação e desenvolvimento (I & D) em que o autor colaborou com o Instituto Geológico e Mineiro;
 - f) Afinar as correlações litoestratigráficas entre as unidades de Estremoz e de Elvas com as de outros sectores da Zona de Ossa-Morena, previamente estabelecidas por outros autores e ainda contestadas;
 - g) Discutir e relacionar, em função dos resultados obtidos, qual(ais) o modelo(s) mais adequado(s) para explicar a evolução paleogeográfica da Zona de Ossa-Morena, principalmente dos sectores de Estremoz – Barrancos e Alter-do-Chão – Elvas, no contexto da margem norte gondwânica. Como caso particular, estabelecer ligações prováveis entre as unidades aflorantes na área em estudo e as que ocorrem nas “Green Mountains – Estado de Vermont, Estados Unidos da América”, onde, para o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz

ocorrem sequências do Paleozóico inferior correlacionáveis, inclusivamente à escala do estrato.

1.3 Metodologia aplicada na realização da presente tese

A metodologia adoptada pode-se considerar a clássica em trabalhos de cartografia geológico-estrutural. Consistiu na recolha de dados de campo em áreas previamente seleccionadas sobre cartografia pré-existente a várias escalas (ver ponto 1.4). No caso particular dos trabalhos desenvolvidos no anticlinal de Estremoz, estudaram-se ainda os testemunhos das sondagens realizadas pelo Departamento de Prospeção de Recursos Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro, num total superior a 6.360 metros correspondentes a 28 sondagens 6 das quais foram por nós directamente marcadas e acompanhadas. Recorremos também alguns dados em sondagens de prospeção curtas (menos de 50 metros) realizadas por algumas empresas (por exemplo: Calemar, Lda., Marmetal, Lda., Plácido Simões, Lda. e Luís Cochicho, Lda., entre outras).

Ao todo, entre afloramentos e sondagens, recolheram-se mais de 260 amostras orientadas das quais se fizeram lâminas delgadas para análise de microestruturas e caracterização petrográfica, mineralógica e paragenética. Como é prática corrente, a caracterização microscópica da deformação no intuito de estabelecer critérios de movimentação, foi realizada no plano XZ que contem a lineação de estiramento e é perpendicular à foliação. Para descrever as microestruturas observadas aplicaram-se os critérios definidos nos trabalhos de Passchier & Trow (1996), Simpson & Schmid (1983) e Snoke *et al.*, (1998).

Na análise estrutural dos afloramentos seleccionados, onde a deformação heterogénea é uma regra, procurou-se definir a distribuição geométrica dos vários elementos estruturais bem como inferir os critérios cinemáticos responsáveis pela forma como actualmente se apresentam. Localmente realizaram-se cortes geológicos e sempre que achámos conveniente, fez-se um levantamento geológico de pormenor (1:5000 ou de maior detalhe no caso das pedreiras de mármore). Houve ainda o cuidado de registar fotograficamente os afloramentos, para o que se utilizou uma câmara fotográfica digital. Este registo fotográfico é particularmente importante no caso das pedreiras onde as frentes de desmonte avançam continuamente pelo que afloramentos importantes podem desaparecer em dias. Isto aconteceu e alguns dos locais que aqui ilustramos já não podem ser visitados. Por outro lado, aquisição de imagens deste modo permite obter, por composição em computador e utilizando programas específicos, imagens a 360° que transportam virtualmente o observador para o campo. Na maior parte dos locais de registo de dados fizemos pelo menos uma recolha de imagens para este fim. Estas imagens também podem ser “desdobradas” no que resultam rolos que reproduzem num raio de 360° (ou menos) o que o observador veria no campo. As Figs. 1.3, 1.4 e 1.5 ilustram o que acabámos de descrever.

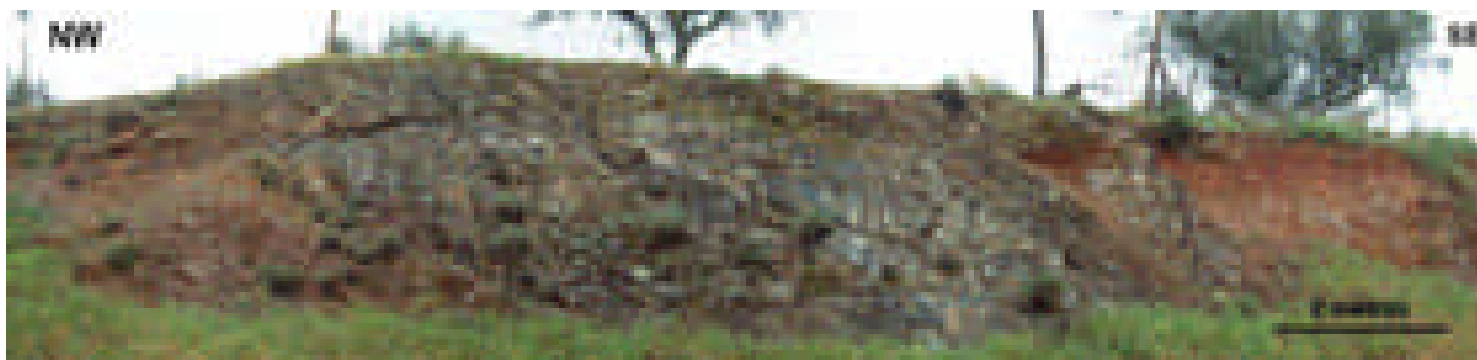


Fig. 1.3 (À esquerda) – Exemplo de composição fotográfica elaborada, neste caso, a partir de seis imagens individuais. São claramente distintos os critérios de cisalhamento esquerdos com topo para noroeste (não interpretados sobre a fotografia). Estrada S. Amaro – Veiros.

Fig. 1.4 (À direita) – Exemplo de composição fotográfica elaborada, a partir de cinco imagens individuais. Pedreira – Magratex – Olival Grande, flanco SW do anticlinal de Estremoz. Observa-se distintamente o bandado nos mármore e (à direita, em baixo, na sombra) um filão de rocha básica intrusiva fracturado, entre outros aspectos.



Fig. 1.5 (Em baixo) – Exemplo de composição fotográfica elaborada, neste caso, a partir de treze imagens individuais. À direita observam-se metavulcanitos básicos da Formação de Terrugem, na EN4, junto à povoação do mesmo nome. Como se depreende uma foto deste tipo assim “espalmada” não dá grande informação, o que já não aconteceria se a sua visualização fosse feita em computador onde através de movimentos de ampliação e redução (zoom in/zoom out) e de arraste lateral e/ou vertical (scroll) poderíamos “ver” mais de perto as rochas representadas.



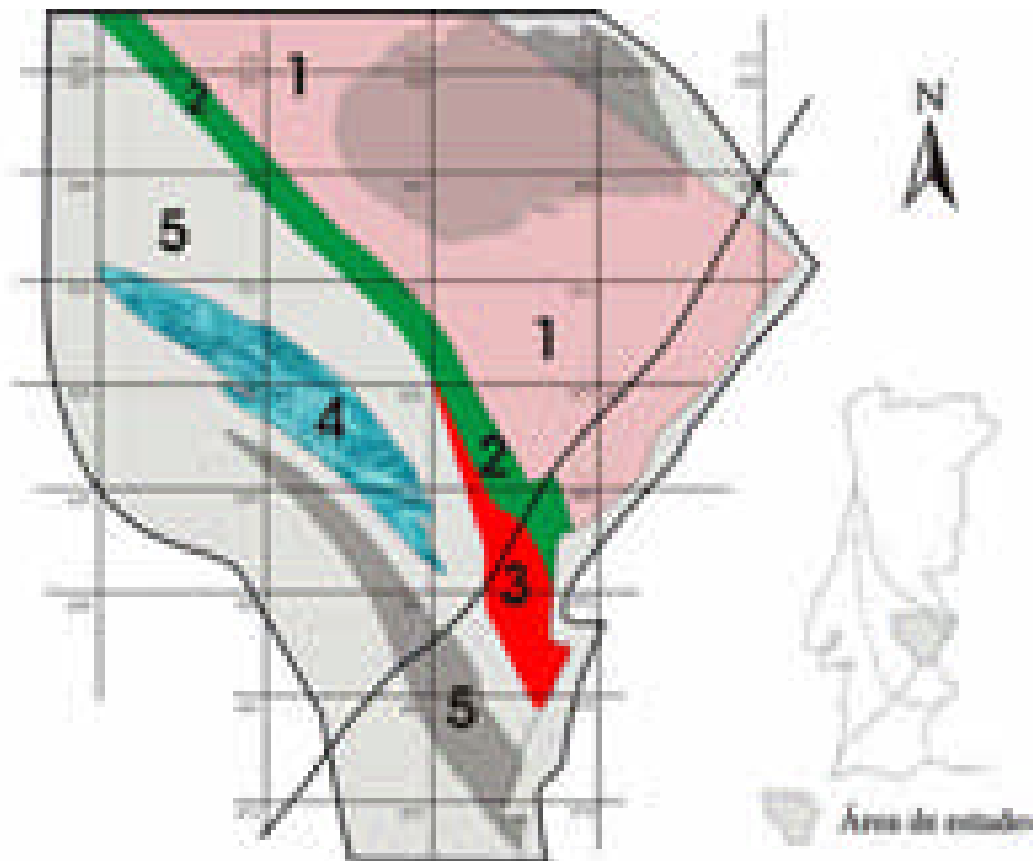
Não substituindo qualquer visita de estudo ao local, deste modo pode-se fazer uma viagem virtual pela região e apreender as principais características dos diferentes afloramentos. Este será um projecto a levar por diante num futuro próximo tendo em vista, principalmente, a divulgação da geologia que infelizmente parece tender para o esquecimento no nosso ensino secundário.

1.4 Localização e base geológica/topográfica utilizada

A área estudada situa-se no sector setentrional da Zona de Ossa-Morena. (Fig. 1.1).

Encontra-se representada nas Carta Geológica de Portugal na escala 1:50.000, folhas 32D – Sousel, 33C – Campo Maior, 36A – Pavia, 36B – Estremoz, 36D – Redondo, 37C – Juromenha, 40B – Monsaraz e 41A – Reguengos de Monsaraz (Fig. 1.6).

Para a realização dos trabalhos de campo utilizaram-se as seguintes cartas topográficas, na escala 1: 25 000, dos Serviços Cartográficos do Exército (Fig. 1.6): 382 – Avis, 383 – Fronteira, 364 – Monforte, 385 – Arronches, 386 – Degolados, 387 – Ouguela leste, 396 – Casa Branca, 397 – Sousel, 398 – Veiros, 399 – Santa Eulália, 400 – Campo Maior, 401 – Vale de Albuquerque, 410 – Mouchão, 411 – Ameixial, 412 - Santo Aleixo, 413 - Vila Boim, 414 – Elvas, 424 – Vimieiro, 425 - Estremoz, 426 - Vila Viçosa, 427 - Terrugem, 428 – Sto. Ildefonso, 438 – Igrejinha, 439 – Évora Monte, 440 - Alandroal, 441 - Juromenha, 441A – Olivença, 451 – Redondo, 452 – Rosário, 462 – Santiago Maior, 463 – Capelins, 473 – Reguengos de Monsaraz e 474 - Monsaraz.



Principais Domínios Estruturais na Área em Estudo

- 1 - Domínio de Eiras - Vila Boim - Terrugem;
- 2 - Domínio de São Saturnino - Jarromilha;
- 3 - Estrutura de Ferrarias - Nave;
- 4 - Anticlinal de Estremoz
- 5 - Sinclinal de Terena e terrenos envolventes

Fig. 1.6 – Localização geográfica e situação da área em estudo em relação à disposição das cartas topográficas na escala 1:25.000 dos Serviços Cartográficos do Exército. Representam-se ainda os principais domínios, referidos no resumo, definidos com base em critérios estruturais essencialmente geométricos.

Na cartografia geológica de pormenor, utilizaram-se vários mapas na escala 1:5.000 dos Serviços Geográficos e Cadastrais.

Ao leitor que não seja conhecedor da região poderá ser difícil a localização toponímica, para facilitar esta tarefa apresentamos o mapa com as principais povoações (Fig. 1.7).



Fig. 1.7 – Mapa de localidades existentes na área em estudo. A verde assinala-se o percurso otimizado entre as diferentes localidades, a título de curiosidade, este perfaz 380 quilómetros. O N°20, não identificado na figura, corresponde à povoação de Terrugem.

Foram ainda utilizadas minutas de campo e/ou cartas de afloramentos gentilmente cedidas pelos colegas Victor Oliveira e José Manuel Piçarra d’Almeida, ambos do Instituto Geológico e Mineiro. No início dos trabalhos de campo as cartas de aptidão do anticlinal de Estremoz para fins de exploração de mármore, na escala 1:25.000, elaboradas em 1972 pelo Professor Francisco Gonçalves, constituíram um auxiliar precioso.

Ainda hoje, pela sua simplicidade prática, são um bom elemento de consulta para os empresários do Sector das Rochas Ornamentais que busquem novas áreas de exploração. Finalmente utilizámos as cartas geológicas do anticlinal de Estremoz nas escalas 1:25.000 (2 folhas) e 1:10.000 (13 folhas) recentemente elaboradas pelo Departamento de Prospecção de Recursos Minerais não Metálicos do Instituto Geológico e Mineiro (DPRMNM – IGM). Estas cartas surgiram como sequência lógica dos trabalhos de investigação no anticlinal de Estremoz desenvolvidos nas últimas décadas por aquele departamento, com o qual colaboramos desde 1990. A publicação destas cartas foi um esforço meritório do DPRMNM, sempre apoiado pelas chefias do Instituto Geológico e Mineiro, dos inúmeros projectos desenvolvidos resultou um enorme volume de dados que constituem hoje uma importante base de dados a partir da qual se podem desenvolver muitos projectos de investigação em diferentes domínios geológicos.

1.5 Interesse das formações aflorantes nos sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos na produção de rochas ornamentais

1.5.1. Anticlinal de Estremoz

Embora ocupem uma área relativamente pequena do território alentejano (cerca de 456 Km², o que corresponde sensivelmente a 2% da área do Alentejo) as rochas carbonatadas são largamente exploradas pelas qualidades estéticas e facilidade de extracção e transformação (Gonçalves & Lopes, 1993). Pela sua qualidade excepcional, os "Mármore de Estremoz" (Fig. 1.8), sobressaem do conjunto das rochas carbonatadas exploradas para

fins ornamentais, com volumes de produção (Quadro 1.1) e exportação muito significativa relativamente às restantes pedras ornamentais (Quadro 1.2).

O anticlinal de Estremoz representa a área com maior intensidade de exploração a céu aberto¹ no contexto geomineiro do País; efectivamente, existem mais de 200 pedreiras em actividade (conhecendo-se mais de 500 lugares de extracção, na sua maior parte completamente abandonados), explorando diferentes variedades de mármore, desde o rosa salmão ao branco, mais ou menos venado, e ao mármore cinzento-escuro. Verifica-se ainda uma boa correlação entre a ocorrência de finos leitos de rochas piroclásticas básicas (cloríticas) e o mármore de tonalidade rósea com vergada verde. Nalguns locais, a variação de coloração é controlada pela estratificação. Na periferia do maciço calcário, subjacente aos terrenos xistentos do Paleozóico, explora-se um mármore cinzento-escuro conhecido comercialmente por "Ruivina", esta variedade constitui um excelente nível guia e tem um significado paleogeográfico importante, uma vez que faz a transição para os níveis silúricos graptolíticos que se lhes sobrepõem. O limite inferior da faixa marmórea é constituído por calcários cristalinos, calcários dolomíticos e dolomitos cristalinos, de grão em geral muito fino e sem interesse económico como pedra ornamental. No entanto, como a dolomitização não atingiu todo este afloramento, há janelas de calcário que foram prospectadas e algumas mesmo exploradas (Gonçalves & Lopes, 1993).

¹ Actualmente apenas existem a funcionar quatro explorações subterrâneas de mármore no anticlinal de Estremoz, o que representa uma percentagem muito pequena do número total de explorações.

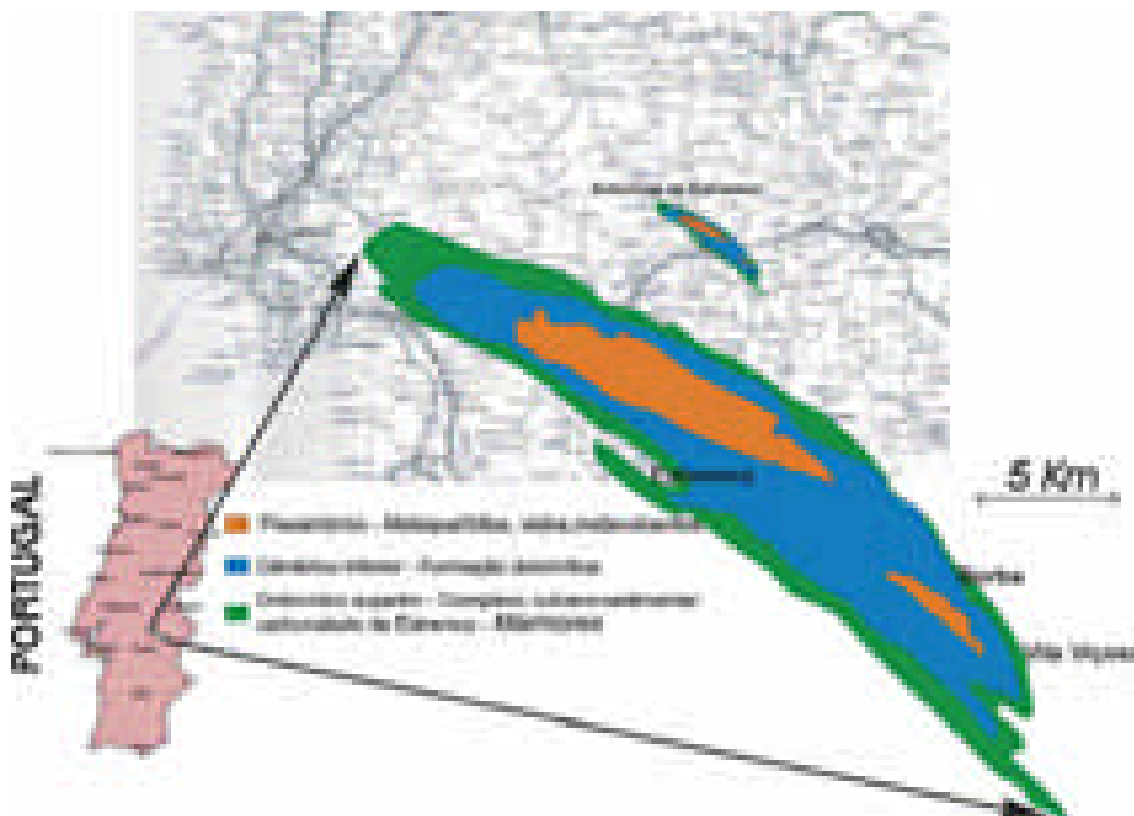


Fig. 1.8 – Situação do anticlinal de Estremoz no território nacional.

	(toneladas)	(10 ³ escudos)	(10 ³ euros)
Rochas Ornamentais (2000)	1 968 124	41 863 805	208 816
Mármore e outras rochas carbonatadas	1 220 651	28 711 503	143 212
Granito e outras rochas similares	464 368	10 336 904	51 560
Pedra para calcetamento	236 467	1 654 819	8 254
Ardósia e xisto ardosífero	46 637	1 160 579	5 789
Total	92 575 638	108 172 972	539 565

Quadro 1.1 – Rochas ornamentais e industriais - Produção em 2000. Adaptado de Romão, (2003).

	(toneladas)	(10 ³ escudos)	(10 ³ euros)
Rochas Ornamentais (2000)	1 270 589	44 600 394	222 466
Granit ornamental e rochas similares em bloco	165 194	2 668 096	13 308
Granito ornamental e rochas similares serradas	64 381	1 689 942	8 429
Granito ornamental e rochas similares em obra	36 909	2 704 016	13 488
Mármore e outras rochas carbonatadas em bloco	33 085	1 511 910	7 541
Mármore e outras rochas carbonatadas serrados	54 086	2 136 436	10 656
Mármore e outras rochas carbonatadas obra	239 501	23 225 106	115 846
Pedra natural talhada para calcetamento	667 190	9 591 043	47 840
Ardósia em bloco e serrada	5 698	483 558	2 412
Ardósia em obra	4 545	590 287	2 944

Quadro 1.2 – Rochas ornamentais e industriais – Exportação em 2000. Adaptado de Romão, (2003).

É ainda importante referir que sobre a faixa marmórea há uma dolomitização que condiciona a jazida, pois actuou de cima para baixo, ao longo de diaclases, falhas, e planos de estratificação. Se, por um lado, esta transformação destrói os mármore, por outro lado constituiu desde sempre um indicio da presença de mármore em profundidade. Preferencialmente, esta variedade, designada por “Olho-de-mocho” desenvolve-se sobre os mármore calcíticos explorados como rocha ornamental.

Na área em estudo apenas o anticlinal de Estremoz se destaca como estrutura produtora de rocha ornamental carbonatada, contudo, na Zona de Ossa – Morena, merecem referência os afloramentos de: (1) Viana do Alentejo que é constituído por corneanas calcossilicatadas, em bandas relacionadas com a litologia original e com o metamorfismo de contacto; (2) S. Brissos – Trigaches constituídos por são corneanas cálcicas, de grão médio a grosseiro às vezes muito grosseiro e de cor variável na gama dos cinzentos; (3) os calcários cristalinos de Ficalho, também em estrutura anticlinal, com enquadramento geológico semelhante ao de Estremoz, e (4) o afloramento de mármore de Serpa com orientação N-S apresenta-se muito deformado ai se explora um mármore verde conhecido no mercado por "Verde Atlântico".

1.5.2. Maciço Ígneo de Monforte – Santa Eulália

Dos 26091 Km², que constituem o Alentejo, 12% (3131 Km²) são ocupados por rochas graníticas, representado o Maciço ígneo de Monforte – Santa Eulália (Fig. 1.9), mais de 300 Km². Trata-se de uma estrutura tardi-varisca que intersecta as estruturas hercínicas previamente formadas. Apresenta uma forma elíptica, com eixo maior orientado E-W. A disposição

concêntrica em anéis foi reconhecida por Oliveira, V. (1975) que os designou convencionalmente, do interior para o exterior de G0 a G3, esta disposição limita granitos de cor e aspectos texturais variados, alguns dos quais estão a ser objecto de exploração. Os granitos são calco-alcalinos, com texturas que vão de granito equigranular de grão fino a médio a granito porfiróide com granularidade também fina e média. No anel mais externo (G0) o feldspato dos granitos tem cor rósea com tonalidade variável ao longo do afloramento e mesmo a nível da pedreira, no entanto, sem impedir a obtenção de bloco homogéneo. A rocha granítica é comercializada com nomes diferentes de acordo com a coloração do feldspato ("Forte rosa", "Rosa Arronches" e "Rosa Monforte"). Nos anéis internos (G1 e G2 – G3 não tem interesse ornamental) os feldspatos são brancos. A passagem do granito róseo ao granito cinzento porfiróide é gradual.

Outras rochas graníticas *stricto sensu* afloram no Alentejo e são/foram exploradas para fins ornamentais *i.e.* o granito cinzento de grão fino de Alpalhão (designação comercial "SPI"), onde se situa um dos maiores centros mundiais de produção de granito ornamental e outros actualmente com exploração suspensa ou intermitente em Bardeiras, a noroeste do Vimieiro e no Sabugueiro, a ocidente de Arraiolos. Na maior parte estas explorações encontram-se inactivas devido unicamente a restrições actuais de mercado (Fig. 1.10).

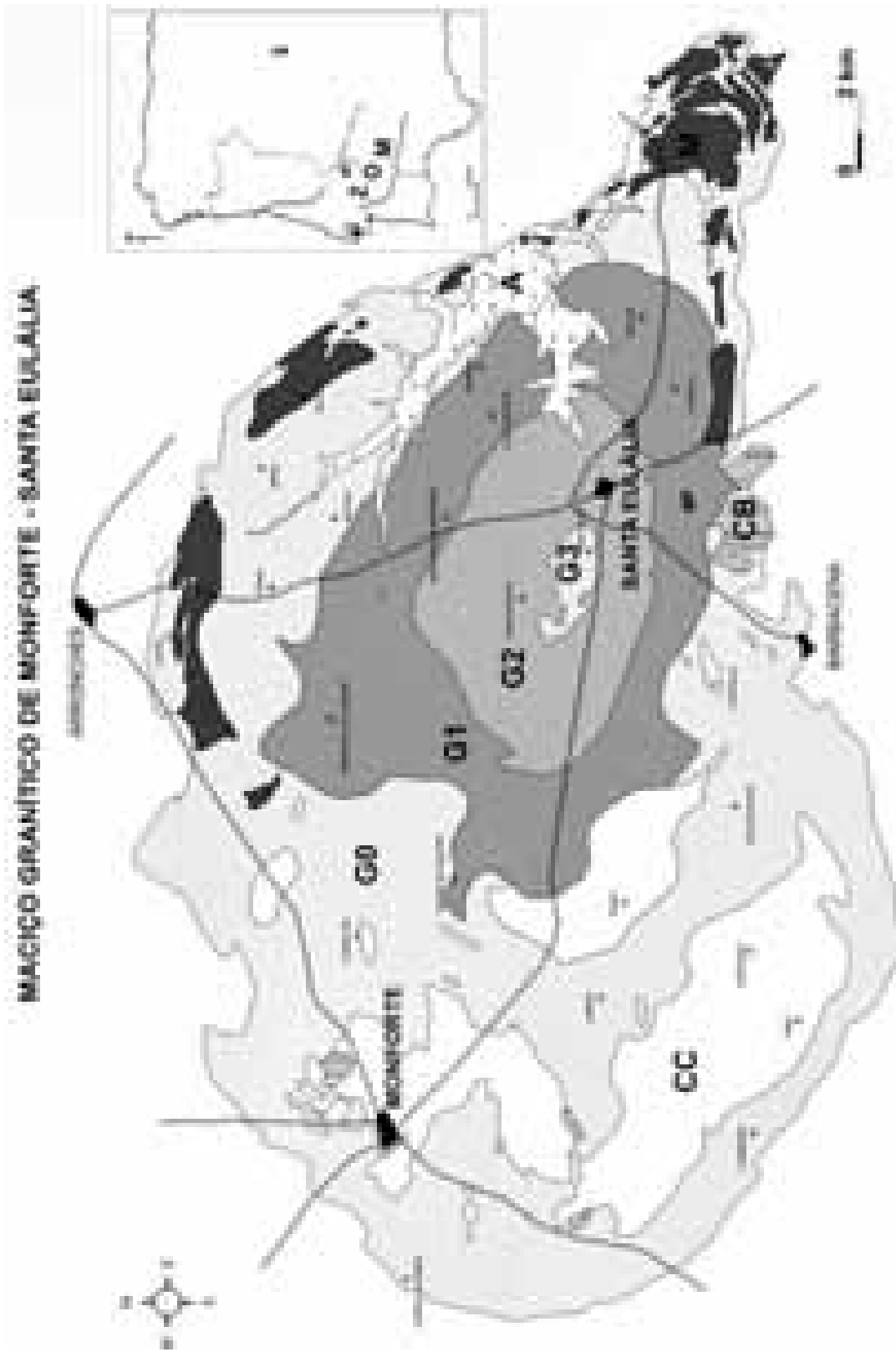


Fig. 1.9 – Complexo Plutónico de Monforte – Santa Eulália. Legenda: Zona de Ossa – Morena; Li – Lisboa; Md – Madrid; A – Albufeira do Caia; CC – corneanas calcossilitadas, corneanas pelíticas e mármores; CB – corneanas básicas (metagabros anfibólicos); M – gabros, dioritos e granodioritos (grupo M); G0 – granitos róseos; G1 – granitos cinzentos com tendência porfiróide; G2 – granitos cinzentos de grão médio; G3 – granitos cinzentos de grão fino. Esboço elaborado a partir de Gonçalves (1971), Gonçalves *et al.* (1972 e 1975) e Oliveira (1975). *In* Carrilho, J (1988).

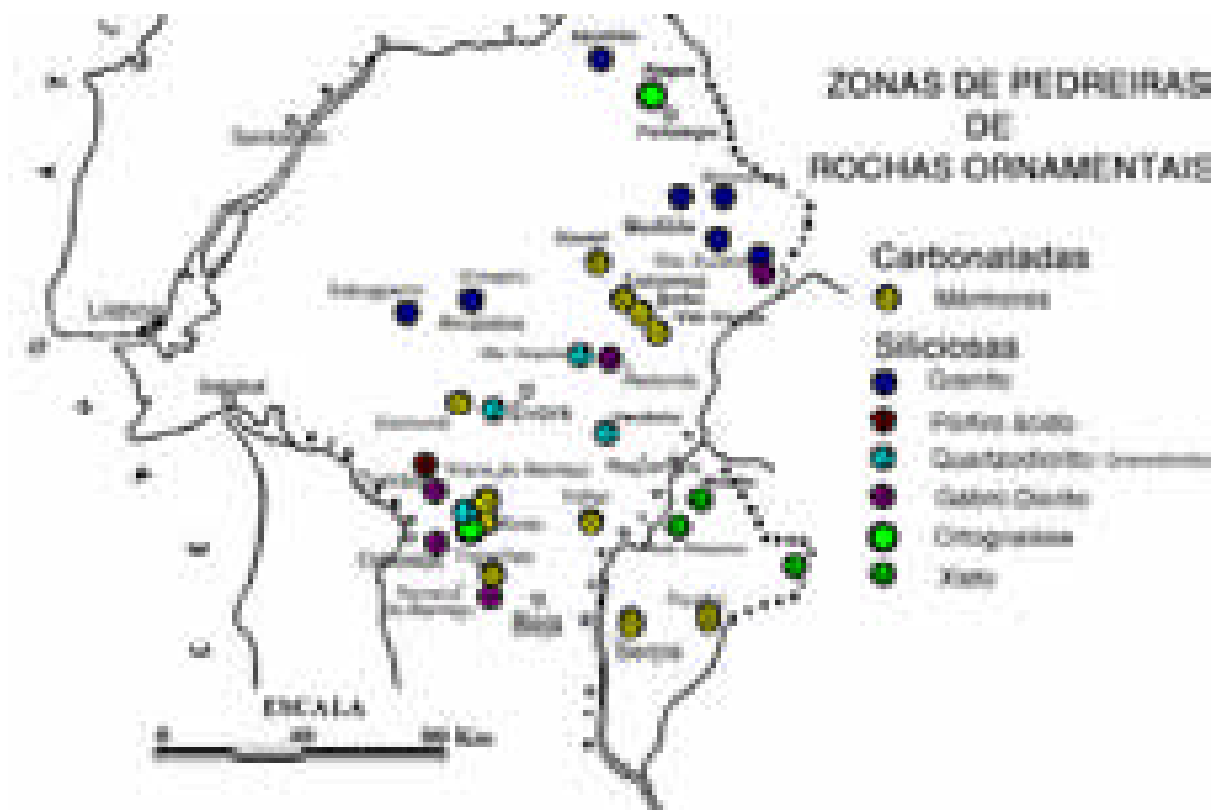


Fig. 1.10 – Principais centros de exploração de rochas ornamentais na Zona de Ossa – Morena.

1.5.3. Gabros e dioritos

Embora no passado tenham ocorrido outros locais de exploração (Monte do Rosário e Monte das Furadas ambos no Maciço de Santa Eulália; em Monte Branco – Redondo (Fig. 1.11) e em Odivelas e Ferreira do Alentejo no Maciço de Beja), actualmente a exploração deste tipo litológico apenas está representado por uma pedra em actividade no Maciço ígneo de Monforte – Santa Eulália, junto a Elvas, donde se extrai a rocha ornamental comercialmente designada por “Favaco”. Segundo dados fornecidos pela empresa que a explora (GRANITAL), o índice de aproveitamento desta exploração chega a ser de apenas 3%, persistindo a exploração graças à sua optimização e ao elevado valor acrescentado com que o produto é colocado no mercado. Na sua maior parte destina-se à exportação, predominantemente para o Japão.

1.5.4. Xistos

Embora na continuidade para Sudeste das estruturas representadas na área em estudo (em Mourão² e em Barrancos³ – Fig. 1.12) se explorem estas litologias para fins ornamentais, não se conhecem na região exemplos de aproveitamento industrial destas rochas, embora no passado tenham sido largamente utilizadas na construção de edifícios e muros.

² Na pedreira da empresa “SÓXISTO” em Mourão exploram-se xistos cinzentos esverdeados com textura lepidoporfioblástica e interesse ornamental relativo, dada a exiguidade da exploração. Estes xistos argilosos finos, por vezes arcósicos e quartzosos têm idade provável ordovícica, por correlação com os de Barrancos, uma vez que são paleontologicamente estéreis. Apesar de as placas extraídas não serem de grandes dimensões, a sua transformação em produtos de revestimento (azulejos e mosaicos), efectuada praticamente sobre a exploração, viabiliza o seu aproveitamento económico. Outra rocha com características muito similares à explorada em Mourão, extrai-se de forma descontínua na Herdade dos Pássaros. Esta rocha ornamental caracteriza-se por apresentar tonalidades verdes e avermelhadas mais fortes, além de as superfícies de clivagem por onde a rocha *abre* apresentarem um aspecto mais luzente. O acesso a esta exploração é difícil uma vez que não se encontra próxima de qualquer estrada pavimentada. A rocha também se encontra mais fracturada do que a de Mourão; juntos, os factores referidos, contribuem para o insucesso da exploração (Lopes & Gonçalves, 1997).

³ Na “Pedreira do Mestre André” propriedade da Câmara Municipal de Barrancos, exploram-se os “Xistos com Phyllocytes de Nery Delgado”, rochas de textura lepidoblástica, de aspecto bandado, com grão muito fino, correspondem às fácies de transição da Formação de Barrancos para a Formação da Colorada (esta essencialmente constituída por grauvaques, quartzitos e arenitos) (Perdigão *et al.*, 1982). Apresentam-se normalmente muito bioturbados com grandes superfícies cobertas por pistas orgânicas. Estas são normalmente meandriformes estando representados os seguintes icnofósseis (Delgado, 1908 e Perdigão 1967 in: Perdigão *et al.*, 1982): *Phyllocytes*, *Crossopodia*, *Gordia* e *Nereites* e como pistas verticais *Arenicolites* e *Chondrites* (?). As condições geológicas presentes, com uma fase de deformação, onde se gera a clivagem xistenta e outra de fraca intensidade, responsável por ligeira crenulação nos xistos, assim como a longevidade que esta exploração já detêm e os trabalhos de ampliação que se encontram a decorrer; bem como a boa aceitação no mercado do material explorado, permitem antever um futuro auspicioso para esta exploração, importante, ainda mais, por se localizar numa região onde o desemprego constituiu um grave problema social (Lopes & Gonçalves, 1997).



Fig. 1.11 – Vista geral da pedreira abandonada situada no Monte Branco (à direita) próximo de Redondo. No horizonte destaca-se a silhueta orografia da Serra de Ossa. Morena. Em primeiro plano, da esquerda para a direita podemos observar: (A) Encrave félsico com indícios de dissolução e reacção com o diorito quártzico; (B) Filão intrusivo félsico com orla de reacção com o diorito quártzico; (C) Aspecto textural homogéneo da rocha, e (D) Pormenor de (C). Dado o seu imprevisível carácter espacial, os aspectos referenciados em (A) e (B) foram os que mais contribuíram para que a exploração fosse abandonada.



Fig. 1.12 – Pedreira do Mestre André – Barrancos. Piso superior à exploração principal onde se pode constatar que o xisto continua a ter interesse comercial. Em cima à direita e em baixo à esquerda podem-se observar dois pormenores das pistas presentes no xisto. Em baixo à esquerda, um dos aspectos texturais /estéticos que o xisto pode apresentar.

Com a excepção dos xistos pertencentes à Formação de Terena, que localmente poderão ser alvo de exploração industrial, os reconhecimentos de campo efectuados permitem-nos afirmar que não ocorrem na área em estudo afloramentos susceptíveis de exploração industrial para fins de rochas ornamentais. Mesmo na Formação de Terena carecem estudos de pormenor que permitam identificar eventuais locais de exploração.

1.6. Conceitos gerais de deformação e tectonogénese.

Neste capítulo procuram-se sintetizar alguns conceitos relativos à deformação dos materiais na crosta terrestre. Estes assuntos têm sido desenvolvidos em inúmeros trabalhos publicados nos últimos anos. Pretende-se, deste modo que o leitor adquira conhecimentos específicos que visam a melhor compreensão das ideias que irão sendo expostas ao longo da presente tese. Nas conclusões discutiremos os resultados obtidos à luz destes conceitos.

1.6.1. Transpressão / Transtensão

Ao geólogo de campo, que se dedique ao estudo da orogenia hercínica (sinónimo de varisca) em Portugal, o modelo de deformação que a seguir se apresenta é muitas vezes sugerido por critérios cinemáticos e explica grande parte da deformação observada. Em particular no anticlinal de Estremoz ocorrem inúmeras bandas de cisalhamento NNW-SSE com desfasamentos laterais e verticais dificilmente quantificáveis. Estas estruturas, na sua maior parte sub-verticais, constituem um dos mais importantes factores na localização das jazidas de mármore explorados para fins ornamentais. Afectam toda a estrutura e também estão presentes nas unidades geológicas aflorantes a sul e a norte do anticlinal de Estremoz. São estruturas persistentes à escala da Zona de Ossa – Morena; de certo modo a sua presença e actuação já estava implícita no modelo proposto para a Zona de Ossa – Morena por Ribeiro *et al.*, (1988) (Fig. 1.13) tendo, posteriormente, sido retomado por Araújo (1991) e Silva (1997).

Neste capítulo apresentamos o Modelo de Transpressão/Transtensão tal como foi redefinido por Sanderson & Marchini (1984) a partir do conceito base inicialmente proposto por Harland (1971). Este autor utilizou os termos

transpressivo e transtensivo para descrever os regimes de deformação associados à movimentação oblíqua relativa entre placas litosféricas. Considerando que a deriva continental ocorre numa superfície esférica Harland (1971) verificou que os vectores de movimento entre placas convergentes ou divergentes tendem a ser oblíquos às suas fronteiras, pelo que o vector deslocamento relativo entre placas pode ser decomposto numa componente de cisalhamento simples paralela às fronteiras e noutra componente compressiva ou distensiva perpendicular às mesmas, definindo deste modo, a transpressão e a transtensão, respectivamente.

Pormenorizando e generalizando um pouco esta ideia, constata-se que na crosta terrestre muitas zonas de concentração de deformação (falhas e/ou zonas de cisalhamento) são limitadas por planos inclinados mais ou menos bem definidos. Esta observação permanece válida desde a escala do afloramento até às megaestruturas continentais. Considerando inúmeros exemplos relatados na bibliografia, constata-se que a colisão frontal de placas litosféricas é pouco frequente, a regra será uma convergência oblíqua. Mesmo que inicialmente o processo de colisão se inicie frontalmente, tende a evoluir para um modelo de escape lateral (“oblique plate tectonics”), onde os movimentos laterais transcorrentes desempenham um papel maior na génese de estruturas orogénicas (i.e. Silva (1997), Dewey et al., (1998), Pereira (1999), Burg, J.-P. (1999), Solar & Brown (2001), Johnson & Kattan (2001), Aceñolaza et al. (2002), Shelley & Boissière (2000), entre muitos outros). Ainda assim, Dias (1994) a partir dos trabalhos de Davy & Cobbold (1988) e de Cohen & Morgan (1987), deduziu que este escape lateral apenas pode desempenhar um papel importante se os constrangimentos laterais ao movimento forem fracos, caso contrário o que ocorre é um espessamento crustal.



Fig. 1.13 – Estruturas maiores na Zona de Ossa – Morena. BCSZ – Banda de cisalhamento de Badajoz – Córdoba. *In: Ribeiro et al., (1988).*

O escape lateral da Zona de Ossa – Morena para sudeste como consequência do bloco indentador cantábrico segundo o modelo que Matte & Ribeiro (1975) idealizaram por analogia com o choque da Índia com a Ásia, admitiria movimentação esquerda na sutura da Faixa Blastomilonítica e movimentação direita na Falha de Porto - Tomar, que deste modo funcionaria como presumível conjugado. Contudo, deveria manter-se solidário o conjunto Zona de Ossa – Morena e Zona Sul – Portuguesa e para haver escape só da Zona de Ossa – Morena para sudeste, deveria haver movimento direito na sutura de Beja Acebuches, o que não é correcto pois aí o movimento é esquerdo. Estas observações não corroboram a razão apresentada por Dias (1994) segundo a qual “a extrusão lateral para SE como consequência do bloco indutor cantábrico, seria possível devido à presença da sutura ofiolítica de Beja – Acebuches...”.

Para todos os efeitos, o movimento originalmente esquerdo da Faixa Blastomilonítica (e não direito como dizem Shelley & Boissière 2000), no sector de Porto – Tomar é invertido para direito em tempos tardi-variscos (Pereira 1999; Pereira & Silva 2002), corroborando o facto de, a virgacão do Arco Ibero – Armoricano ter sido gerada no Paleozóico superior, afectando um orógeno inicialmente praticamente linear (Silva 1997; Weil *et al.* 2001). Contraria-se assim a hipótese de a Falha de Porto – Tomar ter um carácter precoce como é sustentado por Dias & Ribeiro (1993), uma vez que os mesmos autores (Dias & Ribeiro 1994; 1995) até defendem uma génese comum daquela falha e da virgacão, o que de facto está de acordo com as observações do terreno. De facto, a Falha de Porto – Tomar – Ferreira do Alentejo, afecta a bacia viseana de Cabrela bem como as bacias do Paleozóico superior recentemente descritas em Chaminé *et al.*, (2000). A Falha de Porto – Tomar deve ser contemporânea dos granitos carboníferos do Castelo do Queijo e do Tramagal, cujo magmatismo é sintectónico direito.

1.6.1.1. Modelo de Transpressão/Transtensão

(Equações em Sanderson & Marchini, 1984)

O modelo de transpressão mais simples considera uma zona onde não há variação de volume e que está lateralmente confinada, o encurtamento através da zona resulta numa variação de área que tem de ser compensada pelo aumento de espessura vertical de modo a que o volume se conserve (Fig. 1.14). Este constrangimento inicial ao modelo permite compreender os mecanismos básicos que nele operam, embora tais condições sejam difíceis de observar na Natureza. Se ocorrer uma componente cisalhante ao longo da zona, então a deformação pode ser factorizada em componentes de cisalhamento puro e cisalhamento simples, de acordo com a Eq. 1:

$$D = \begin{bmatrix} 1 & \gamma & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} * \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & \alpha^{-1}\gamma & 0 \\ 0 & \alpha^{-1} & 0 \\ 0 & 0 & \alpha \end{bmatrix} \text{ Eq. 1}$$

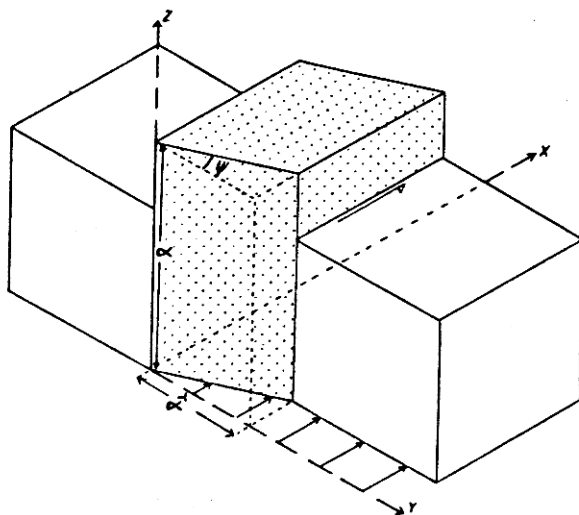


Fig. 1.14 – Geometria da transpressão. Transformação de um cubo unitário por encurtamento paralelo ao eixo **Y** e cisalhamento paralelo ao eixo **X**. O volume é conservado pelo espessamento paralelo ao eixo **Z**. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

Esta factorização e os parâmetros α e γ estão definidos na Fig. 1.15, onde α^{-1} especifica o encurtamento na zona, α o estiramento vertical e γ o cisalhamento paralelo à zona. Mais estritamente α^{-1} corresponde à razão entre a zona deformada e a largura inicial da zona. Onde $\gamma \neq 0$, a razão difere do estiramento de uma linha normal à zona de fronteira. A formulação da Eq. 1 é uma factorização porque define a deformação em função dos factores α e γ . O processo é análogo à factorização de matrizes. Uma vez que a multiplicação de matrizes é não cumulativa a sequência de multiplicação na Eq. 1 é escolhida por conveniência matemática e para dar a simples definição de γ como o cisalhamento perpendicular à zona.

A deformação finita em transpressão pode estimar-se fazendo variar os valores nos parâmetros α^{-1} e γ e então verificar de que forma o efeito que resulta do encurtamento e cisalhamento se reflecte na deformação das rochas

de determinada zona. Estes cálculos podem ser feitos formulando D e determinando os valores e os vectores do tensor DD' de Finger, que nos dá as elongações quadráticas principais e os principais eixos de deformação, respectivamente (Sanderson & Marchini, 1984). A Fig. 1.15 mostra a grelha de deformação finita que se obtêm.

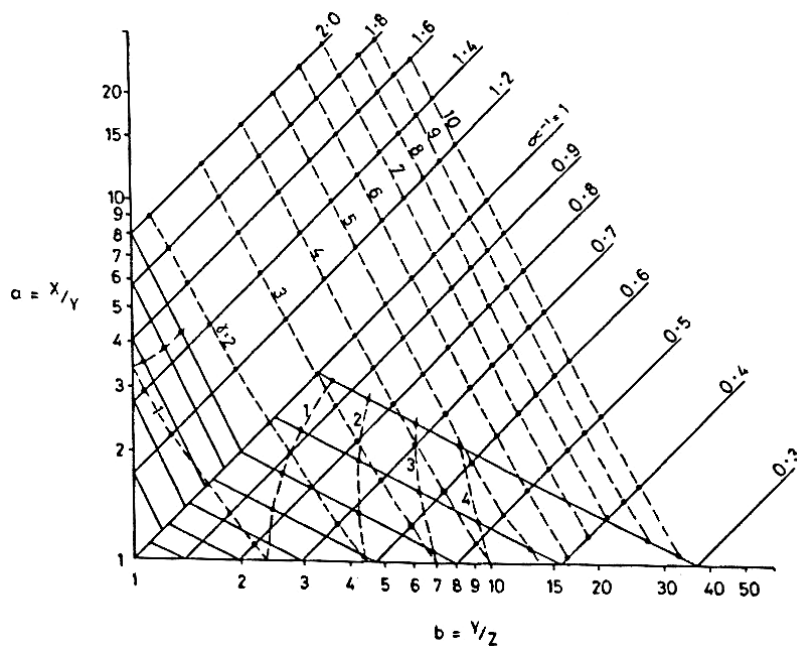


Fig. 1.15 – Diagrama de Flinn onde estão expressas as relações axiais $a=X/Y$ e $b=Y/Z$ resultantes do modelo de transpressão para vários valores de α^{-1} (linha contínua) e γ (linha tracejada). Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

A forma do elipsóide varia na medida em que α^{-1} muda do seguinte modo:

$\alpha^{-1} < 1$, elipsóides oblatos, ($K < 1$)

$\alpha^{-1} = 1$, deformação plana ($K = 1$), cisalhamento simples

$\alpha^{-1} > 1$, elipsóides prolatos ($K > 1$)

A Fig. 1.15 mostra ainda que existem variações importantes na orientação dos eixos principais ($X > Y > Z$). Um tensor é sempre vertical. Para o cisalhamento simples, ($\alpha^{-1} = 1$) é o eixo Y , para $\alpha^{-1} < 1$ o eixo vertical tanto pode ser o X como o Y uma vez que o plano XY (clivagem) é sempre vertical mas faz um pequeno ângulo (θ') com a zona de fronteira (Fig. 1.16). Para $\alpha^{-1} > 1$, Z e Y podem ser verticais, uma vez que os planos XY alternam

entre a vertical e a horizontal. Esta alternância nos eixos principais ocorre onde o elipsóide de deformação assume o valor $\mathbf{K}=\mathbf{0}$ ou $\mathbf{K}=\boldsymbol{\alpha}$, a partir daqui se determinaram os eixos de deformação que estão representados na Fig. 1.16 (Ramsay & Wood, 1973, Sanderson, 1976, *in* Sanderson & Marchini, 1984).

A transformação de um vector unitário ($x=\cos\phi$, $y=\sin\phi$) é dada pela

$$\text{Eq. 2 : } \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & \alpha^{-1}\gamma \\ 0 & \alpha^{-1} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} \cos \phi \\ \sin \phi \end{pmatrix} \quad \text{Eq. 2} \quad \text{donde se obtém por expansão:}$$

$$\begin{aligned} x' &= \cos \phi + \alpha^{-1} \gamma \sin \phi & \text{Eqs.3a, 3b, e daqui (Eq. 4):} \\ y' &= \alpha^{-1} \sin \phi \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \cot \phi' &= \frac{x'}{y'} = (\cos\phi + \alpha^{-1}\gamma \sin \phi)(\alpha^{-1}\sin\phi)^{-1} & \text{Eq. 4} \\ \cot\phi' &= \alpha \cot\phi + \gamma \end{aligned}$$

Esta fórmula dá-nos a orientação de uma linha após a deformação em função dos parâmetros $\boldsymbol{\alpha}$ e $\boldsymbol{\gamma}$, no plano horizontal (\mathbf{XY} , na Fig. 1.17).

O comprimento ao quadrado de um vector unitário transformado é a alongação quadrática ($\boldsymbol{\lambda}$) e das Eqs.3 obtemos as Eqs. 5:

$$\begin{aligned} \lambda &= x'^2 + y'^2 = (\cos\phi + \alpha^{-1}\gamma \sin\phi)^2 + \alpha^{-2} \sin^2 \phi \\ \lambda &= 1 + (\alpha^{-2} + \alpha^{-2}\gamma^{-2} - 1) \sin^2 \phi + 2\alpha^{-1}\gamma \cos\phi \sin\phi & \text{Eq. 5} \end{aligned}$$

Esta expressa a alongação quadrática de uma linha em função de ϕ , da sua orientação e do estado não deformado. Para encontrar a expressão correspondente no estado deformado (ϕ') precisamos de considerar a transformação inversa Eq. 6:

$$\begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 1 & -\lambda \\ 0 & \alpha \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} \quad \text{Eq. 6}$$

A alongação quadrática recíproca ($\boldsymbol{\lambda}'=1/\boldsymbol{\lambda}$) é simplesmente o quadrado do comprimento de uma linha antes da deformação de que resulte um vector unitário após a deformação, assim:

$$\lambda' = x'^2 + y'^2 = (\cos \phi' - \lambda \sin \phi')^2 + \alpha^2 \sin^2 \phi'$$

$$\lambda' = 1 + (\alpha^2 + \lambda^2 - 1) \sin^2 \phi' - 2\lambda \sin \phi' \cos \phi' \quad \text{Eq.7}$$

As **Eqs. 5 e 7** descrevem o cisalhamento simples quando $\alpha=1$ e o cisalhamento puro quando $\gamma=0$.

1.6.1.2. Deformação incremental e trajetórias de deformação

As Figs. 1.15 e 1.16 descrevem os campos de deformação finita que resultam do modelo de transpressão. As linhas nestes diagramas não representam trajetórias de deformação. De modo geral qualquer estado finito de deformação pode ser alcançado por um número infinito de trajetórias de deformação. É a trajetória (incluindo a rotação) que determina o desenvolvimento progressivo de estruturas em qualquer mecanismo de deformação.

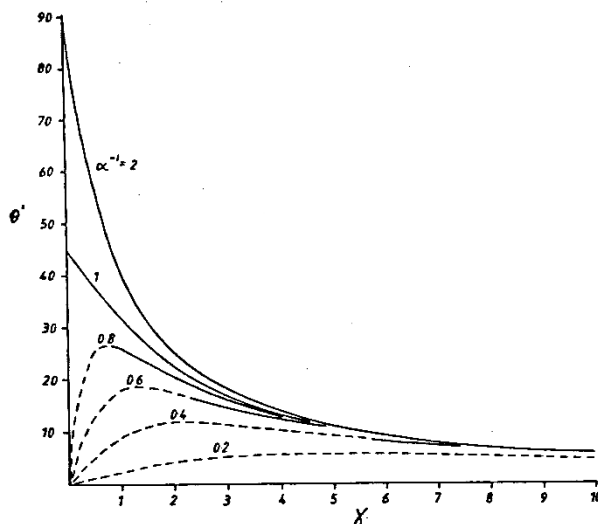


Fig. 1.16 – Representação da orientação do eixo maior da elipse de deformação no plano horizontal (θ'). As linhas contínuas indicam o eixo **X** horizontal e as tracejadas o eixo **X** na vertical. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

Se a compreensão da cinemática em zonas de transpressão, sem variação de volume, requer que se façam mais suposições acerca das trajetórias de deformação, como apontado por Sanderson & Marchini (1984), então só

podemos concluir que a aplicação deste modelo simples à realidade é deveras limitada. Em particular os referidos autores consideram dois casos especiais: a) deformação incremental constante e b) eixos de deformação incremental paralelos às tensões principais. A partir daqui concluem que uma das características das trajectórias de deformação incremental constante é que nalgumas os eixos principais podem trocar de posição. Esta troca de eixos indica que o estiramento finito máximo pode ser perpendicular ao estiramento incremental máximo. Deste modo as relações geométricas entre estruturas relacionadas com a deformação finita (clivagem e lineações de estiramento) e as relações com a deformação incremental (fracturas, etc.) podem ser complexas. Por outro lado, quando os eixos de deformação incremental são paralelos às tensões principais, podem-se prever a orientação da ruptura na zona (pelo menos se assumirmos que é elasticamente isotrópica) (Sanderson & Marchini (1984).

A Fig. 1.17 mostra a influência de α^{-1} na orientação dos eixos de máxima compressão e do tipo de estruturas que se podem formar. Estes diagramas mostram como caso especial os padrões de cisalhamento tectónico de Moody & Hill (1956) e Wilcox *et al.* (1973 , ambos *in*: Sanderson & Marchini, 1984), onde $\alpha^{-1} = 1$.

Algumas características importantes da transpressão estão bem expressas na Fig. 1.17. O ângulo oblíquo de 45° das estruturas em zonas de cisalhamento puro é modificado. Para $\alpha^{-1} < 1$, as dobras e cavalgamentos iniciam-se a ângulos muito menores ao passo que as estruturas extensionais (falhas normais, filões, veios, etc.) se iniciam a ângulos maiores. O oposto se aplica quando $\alpha^{-1} > 1$.

A subsequente rotação com a deformação progressiva também modificará estas direcções como no cisalhamento simples, mas este fenómeno é então descrito pela Eq. 4. Aplicando estes conceitos deve-se lembrar que a transpressão necessita duma deformação descontínua ou duma zona de deformação complexa entre o interior e o exterior da zona. Por esta simples razão o cisalhamento simples deve ser razoavelmente comum na natureza. A variação de volume, pode ocorrer no caso em que α^{-1} representa a dilatação $(1 + \Delta)$ de Ramsay & Graham (1970) nas Eqs. 2-7. Assim a duas dimensões, mas não a três, vários aspectos do modelo podem ser aplicados à variação de volume e aos padrões obtidos na Fig. 1.17.

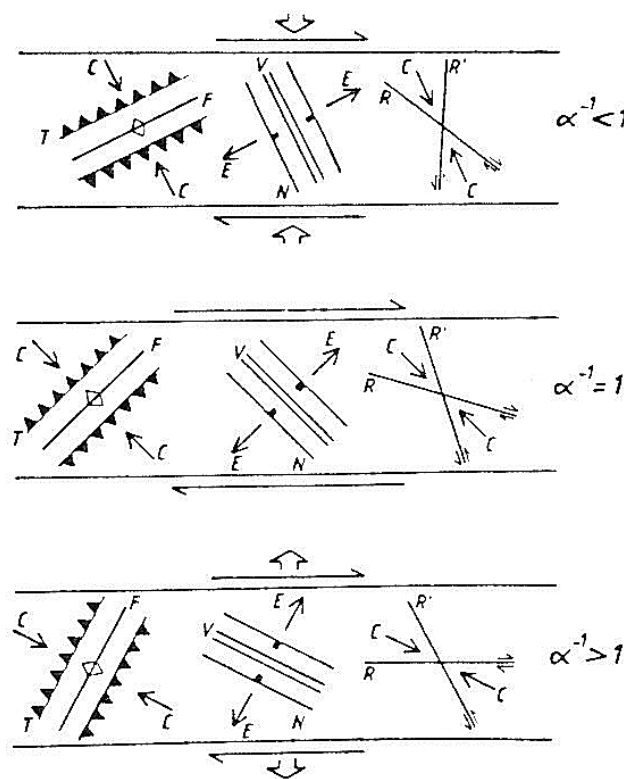


Fig. 1.17 – Diagramas que mostraram a orientação de fracturas no modelo de Transpressão. **C**, eixo de compressão; **E**, eixo de extensão; **N**, falhas normais; **T**, falhas inversas; **R**, **R'**, cisalhamentos Riedel; **V**, veios, filões ou fracturas de extensão; **F**, eixos de dobras. O diagrama central corresponde ao modelo de cisalhamento tectónico clássico. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

1.6.1.3 Transpressão Simples (como definida por Harland em 1971)

Normalmente não se podem prever as trajectórias de deformação com nenhum grau de certeza, embora a utilização de indicadores de deformação incremental (Elliott, 1972) possam limitar a escolha. Se as forças e as propriedades mecânicas da rocha se mantiverem constantes, então poderemos prever os incrementos de deformação constantes, mas estas situações são muito difíceis de aplicar na deformação natural. As trajectórias de deformação podem ser calculadas por dois factores principais, os deslocamentos da fronteira externa do sistema e as variações reológicas internas no qual cada nível é uma entidade geológica importante e própria. O último é de difícil tratamento e geralmente impossível de especificar.

Harland (1971) sugeriu uma forma de deformação a que chamou **transpressão simples** na qual especificou a deformação em função de um conjunto de condições fronteira envolvendo dois corpos limitadores rígidos que se aproximam obliquamente um do outro (Fig. 1.18). Se assumirmos que o material é isótropo podemos determinar a deformação finita para vários incrementos de encurtamento (S) e assim definir a trajectória de deformação em função deste parâmetro sequencial O encurtamento através da zona é dado por: $a^{-1} = (1 - S)$ e da Fig. 1.18 obtemos:

$$\frac{S}{\sin \psi} = \frac{\sin \beta}{\sin(90 + \beta - \psi)} = \frac{\sin \beta}{\cos(\beta - \psi)} = \frac{\sin \beta}{\cos \beta \cos \psi + \sin \beta \sin \psi} \quad \text{onde: } \gamma = \tan \psi = S(1 - S)^{-1} \cot \beta$$

pelo que α^{-1} e γ podem ser expressos em função de S para qualquer valor de β .

O modelo pode ser utilizado para simular a colisão ou separação oblíqua de duas placas, mas também mostra que mesmo partindo de condições fronteira relativamente simples se podem obter trajectórias de deformação

complexas. Por exemplo se β for pequeno a trajectória de deformação implica uma troca de eixos cinemáticos X e Y (Sanderson & Marchini, 1984).

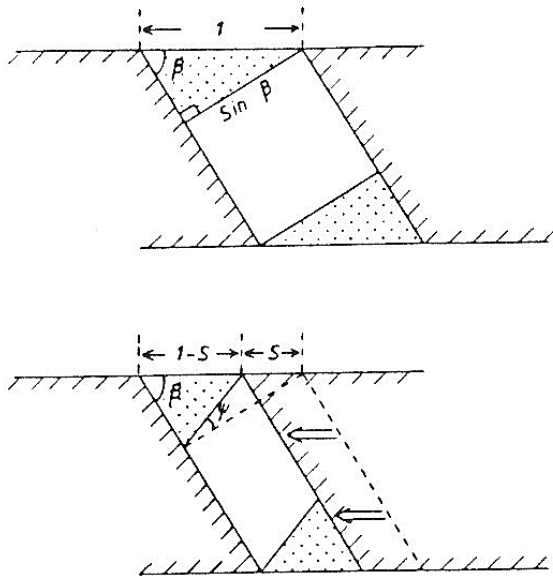


Fig. 1.18 – Modelo de transpressão simples envolvendo o movimento de blocos rígidos (sombreado diagonal) com deformação transpressiva da zona ponteadada. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

1.6.1.4 Aplicação do Modelo de Transpressão a zonas de dobramento.

Uma vez que são vários os factores que influenciam o desenvolvimento de dobras não se pode pretender que o padrão destas deva ser usado para avaliar os parâmetros de deformação, mas simplesmente para testar se parâmetros razoáveis originam os padrões naturais observados.

1.6.1.4.1 Dobramento *en échelon*

O dobramento *en échelon*, tem sido frequentemente atribuído a movimentos de cisalhamento, e o cisalhamento simples tem sido utilizado para conceptualizar o seu desenvolvimento (Moody & Hill, 1956, Moody, 1973, Harding, 1973, 1974, Wilcox *et al.* 1973). No cisalhamento simples o incremento mínimo de alongamento (Z_i) está a 45° do plano de cisalhamento e

as dobras devem começar a desenvolver-se perpendicularmente a esta direcção. Constatase, porém, que em muitos trabalhos publicados as dobras estão a ângulos muito inferiores. Sabe-se que os eixos das dobras tendem a rodar para o plano de cisalhamento com o incremento de deformação, mas é preciso uma elevada tensão cisalhante ($\gamma > 2$) para reduzir este ângulo para menos de 22.5° . Tais tensões cisalhantes implicam um encurtamento razoável nas dobras (c. de 60% para $\gamma = 2$), o que excede largamente o valor admitido para essas regiões. Ora, o modelo da transpressão permite uma iniciação das dobras para ângulos inferiores a 45° . Por exemplo considerando os valores iniciais $\alpha^{-1} = 0.99$, $\gamma_i = 0.02$ e $Z_i = 2$, o modelo prevê a iniciação de dobras a 31° da zona. (Sanderson & Marchini, 1984).

1.6.1.4.2 Obliquidade de dobras maiores e menores

O modelo de desenvolvimento progressivo de dobras permite-nos antever o que acontece enquanto as dobras *en-échelon* se desenvolvem. Usando o exemplo anterior com iniciação de dobras a 31° numa zona com $Z_i = 2$, pode-se estimar a matriz de deformação incremental D_i que nos dá a trajectória de deformação incremental constante e a partir daí encontrar os valores de α^{-1} e γ em qualquer estado de deformação. As dobras inicialmente formadas rodam e são apertadas, mas com o conceito de deformação incremental constante qualquer dobra que se forme em seguida ainda se iniciará a partir de camadas tabulares com $\theta'_i = 31^\circ$. A malha resultante será o desenvolvimento de um padrão de dobramento com dobras maiores a 21° da zona e as dobras menores nos seus flancos ou charneiras estarão menos inclinadas e a um ângulo de cerca de 31° da zona de cisalhamento. Este padrão de dobras menores oblíquas às dobras maiores tem sido observado em

zonas de desligamento. No anticlinal de Estremoz também ocorre e está particularmente bem conservado em rochas vulcânicas básicas do topo do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (Gonçalves *et al.*, 1993) (Fig. 1.19).

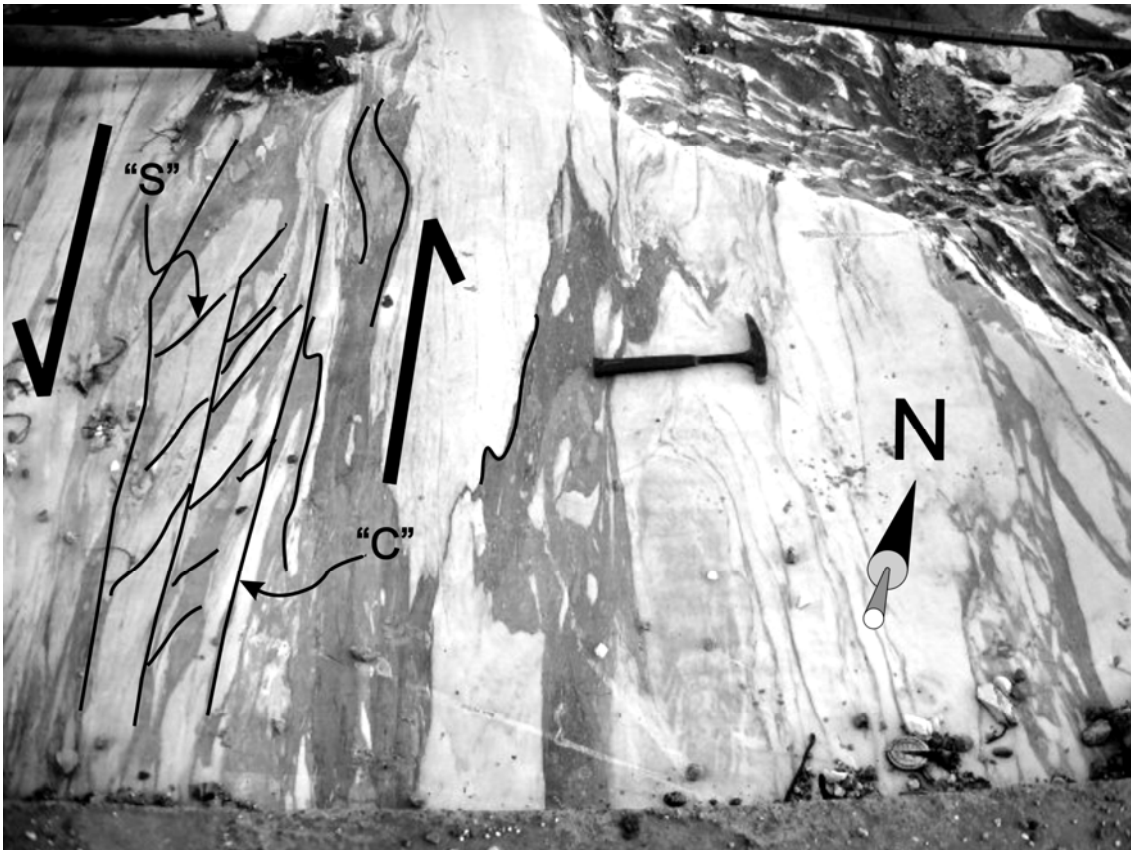


Fig. 1.19 – Critérios de cisalhamento (“C”/“S”) esquerdos, falhas e dobras em banda de cisalhamento em mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz. Plano horizontal na pedreira “Plácido Simões” – Olival Grande, flanco SW da estrutura.

A obliquidade das dobras maiores e menores é um indicador valioso na determinação da componente desligante da deformação.

1.6.1.5. Transpressão em arcos e terminações

1.6.1.5.1. Arcos em convergência oblíqua

Mesmo na ausência de uma componente cisalhante ao longo da zona (i.e. $\gamma=0$), "desalinhamentos tectónicos herdados" (*offsets*) podem originar dobras *en-écheleon*. Este desalinhamento pode ser modelado por transpressão simples em função do ângulo (β), pelo que a orientação do eixo da dobra será previsível. Na Fig. 1.20, com $\beta=45^\circ$ as dobras iniciam-se a 22° da fronteira e produzem um arranjo *en-écheleon* com cada dobra a 67° do alinhamento.

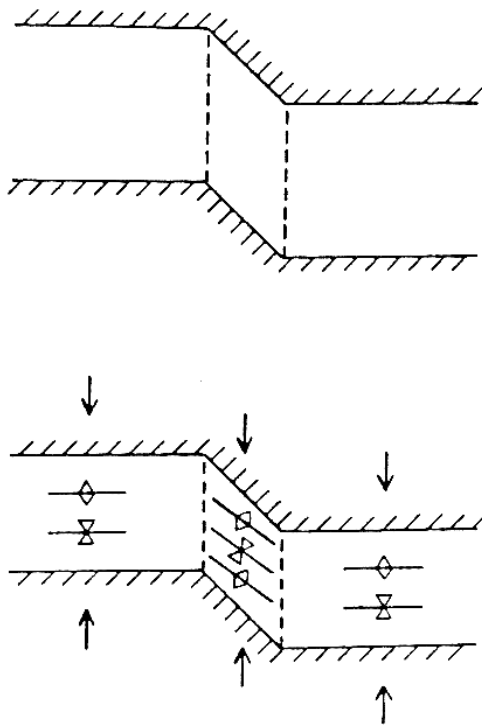


Fig. 1.20 - Modelo para mostrar a formação duma região transpressiva entre dois alinhamentos desemparelhados numa zona de compressão ($\gamma = 0$). No diagrama inferior o encurtamento é de $\alpha^{-1} = 0.8$. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

1.6.1.5.2. Arcos em zonas de cisalhamento simples

Numa zona de cisalhamento simples o modelo de transpressão simples também pode ser usado para modelar a formação do arco (Fig. 1.21). Se tivermos blocos rígidos então o cisalhamento simples ao longo das várias zonas induzirá a transpressão simples na zona deformada. Como no modelo do cisalhamento simples, o sentido da vergência geométrica determinará onde

as zonas serão compressivas ($\alpha^{-1} < 1$) ou distensivas ($\alpha^{-1} > 1$). Para o caso compressivo (Fig. 1.21) a transpressão origina dobras a elevados ângulos de toda a zona e a "compressão" será acomodada por espessamento crustal (i.e. $\alpha > 1$), o que por seu lado origina elevação da crosta. Nas fronteiras entre a região em transpressão e o resto da zona de cisalhamento podem-se desenvolver falhas inversas muito inclinadas do tipo "*oblique-slip*" (Fig. 1.21). Estas regiões levantadas são também áreas de deformação mais intensa. Quando associações distensivas se desenvolvem ($\alpha < 1$ – Fig. 1.21) temos adelgaçamento crustal. Estruturas distensivas como filões, falhas normais e veios serão orientados a grandes ângulos da zona de cisalhamento e qualquer dobra que se forme estará a um ângulo pequeno. O adelgaçamento crustal originará subsidência e o desenvolvimento de bacias do tipo "*pull-apart*". Quando haja uma profusão de cisalhamentos numerosos e complexos pode desenvolver-se uma "*braided fault zone*" (zona de falhas anastomosadas). Esta será caracterizada pela justaposição de bacias e domas. As bacias devem ter dobras sub-paralelas à zona e muitas falhas diagonais ou cruzadas com movimento normal ou do tipo "*oblique-slip*"; nos domas devem dominar as dobras e falhas inversas, que inicialmente se desenvolverão a grandes ângulos da zona mas subsequentemente serão rodados se a tensão for grande (Sanderson & Marchini, 1984).

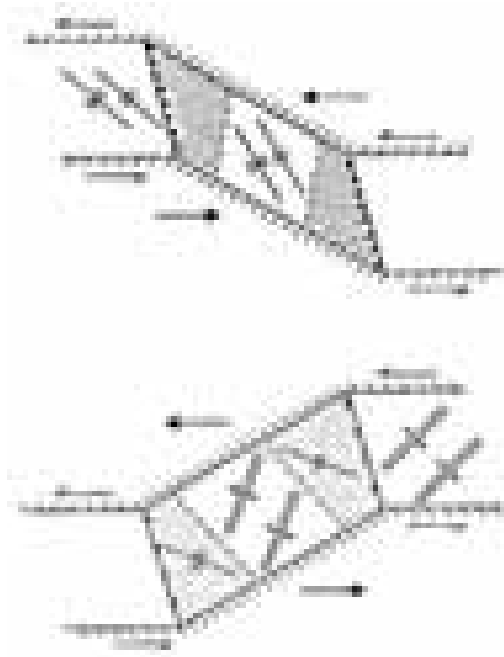


Fig. 1.21 – Diagrama que mostra a formação de uma zona de transpressão simples. O bloco rígido superior (sombreado diagonal) desloca-se para a esquerda em relação ao de baixo, originando uma área de transpressão (pontos). As partes que não estão sombreadas estão sob cisalhamento simples. Também mostra a orientação dos eixos das dobras dentro e fora da região em transpressão. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

1.6.1.5.3. Terminações de zonas em distensão

Estas terminações dão origem a zonas de distensão e compressão localizadas (Fig. 1.22). As condições de fronteira são muito complexas uma vez que apenas existe uma falha como limite. Espera-se que originem padrões similares de estruturas às referidas no caso anterior e zonas de subsidência e levantamento localizadas. As regiões em compressão devem ser caracterizadas por dobras e falhas inversas a grandes ângulos da zona ao passo que as zonas em distensão devem apresentar falhas normais a um grande ângulo e dobras a um pequeno ângulo da zona.

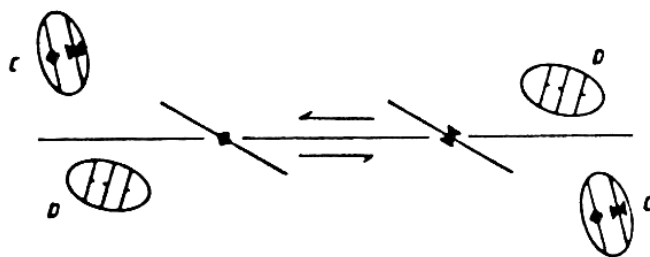


Fig. 1.22 – Padrão da distribuição de deformação em regiões de transpressão na terminação de falhas distensivas. **C**, zonas em compressão mostrando a orientação das dobras; **D**, zonas em distensão mostrando a orientação de falhas normais. Adaptada de Sanderson & Marchini (1984).

1.6.1.6. Efeitos da transpressão próximos da superfície

Um aspecto importante do modelo de transpressão que difere do cisalhamento simples é o estiramento vertical (α). Este pode envolver quer espessamento ($\alpha > 1$) ou adelgaçamento ($\alpha < 1$) da zona. Como a transpressão actua sobre uma parte substancial da crosta envolve subsidência ou levantamento da superfície. O colapso gravitacional e/ou deslizamento nas margens dos blocos levantados podem originar estruturas típicas de regimes tectónicos cavalgantes, exemplo disto é a "flower structure" de Harding & Lowell (1979 *in*: Sanderson & Marchini, 1984) Fig. 1.23.

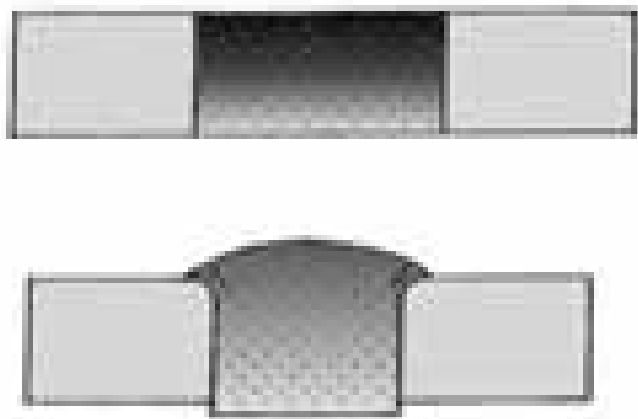


Fig. 1.23 – Corte esquemático ilustrativo de uma zona de transpressão com espessamento crustal e desenvolvimento de uma "flower structure". Adaptada de Sanderson & Marchini, (1984) segundo Harding & Lowell (1979).

1.6.1.7. Conclusões e complementos teóricos ao Modelo de Harland/Sanderson & Marchini.

Em resumo, a transpressão representa um modelo com o qual podemos interpretar características estruturais em zonas de deformação limitadas por falhas. Envolve a combinação de cisalhamento puro e simples, onde ambos podem ocorrer como casos específicos ($\gamma=0$ e $\alpha=1$, respectivamente).

O encurtamento crustal ($\alpha < 1$) e cisalhamento distensivo originam:

- 1) Deformação chata (oblata – $k < 1$),
- 2) clivagem vertical e lineação de estiramento que pode ser vertical ou horizontal
- 3) dobras e cavalgamentos a um pequeno ângulo obliquo à zona ,
- 4) estruturas extensivas (falhas normais, filões, veios, etc.) a grande ângulo da zona, e,
- 5) espessamento e levantamento crustal.

Por sua vez a extensão crustal e cisalhamento em conjunto (**Transtensão** de Harland, 1971) originam:

- 1) Deformação constritiva (prolata – $k > 1$),
- 2) estiramento horizontal, com clivagem inclinada ou horizontal,
- 3) dobras e cavalgamentos a grande ângulo da zona,
- 4) estruturas extensivas a pequeno ângulo, e,
- 5) adelgaçamento crustal, subsidência e desenvolvimento de bacias.

As falhas que limitam as zonas em transpressão são muito importantes, uma vez que a deformação não é compatível entre a rocha indeformada e a que está sob transpressão. Dum modo geral estas falhas são inclinadas, oblíquas – desligantes mas podem horizontalizar para cima, tipicamente inclinam sob os blocos levantados originando uma "*flower structure*".

À escala crustal os regimes transpressivos e transtensivos têm sido descritos para diferentes ambientes geotectónicos (*i.e.* Silva, 1997, Dewey *et al.*, 1998) revelando-se como processos fundamentais para explicar a tectonogénese evolutiva das diferentes regiões e consequente estruturação da litosfera. Esta abordagem tem originado muitos trabalhos, por exemplo, mais recentemente Czeck & Hudleston (2003) discutem o caso particular das estruturas lineares oblíquas geradas em regime transpressivo.

Como se referiu o modelo de Harland/Sanderson & Marchini não admite variações de volume e considera a deformação homogénea com estiramento segundo a vertical. Fossen & Tikoff (1993) reformularam o modelo admitindo variações de volume, Dias & Ribeiro (1994) estudaram o caso de estiramento lateral e Holdsworth (1998) considera o caso em que os próprios blocos que limitam as zonas de cisalhamento também se deslocam (vertical ou horizontalmente) (Figs. 1.24 e 1.25).

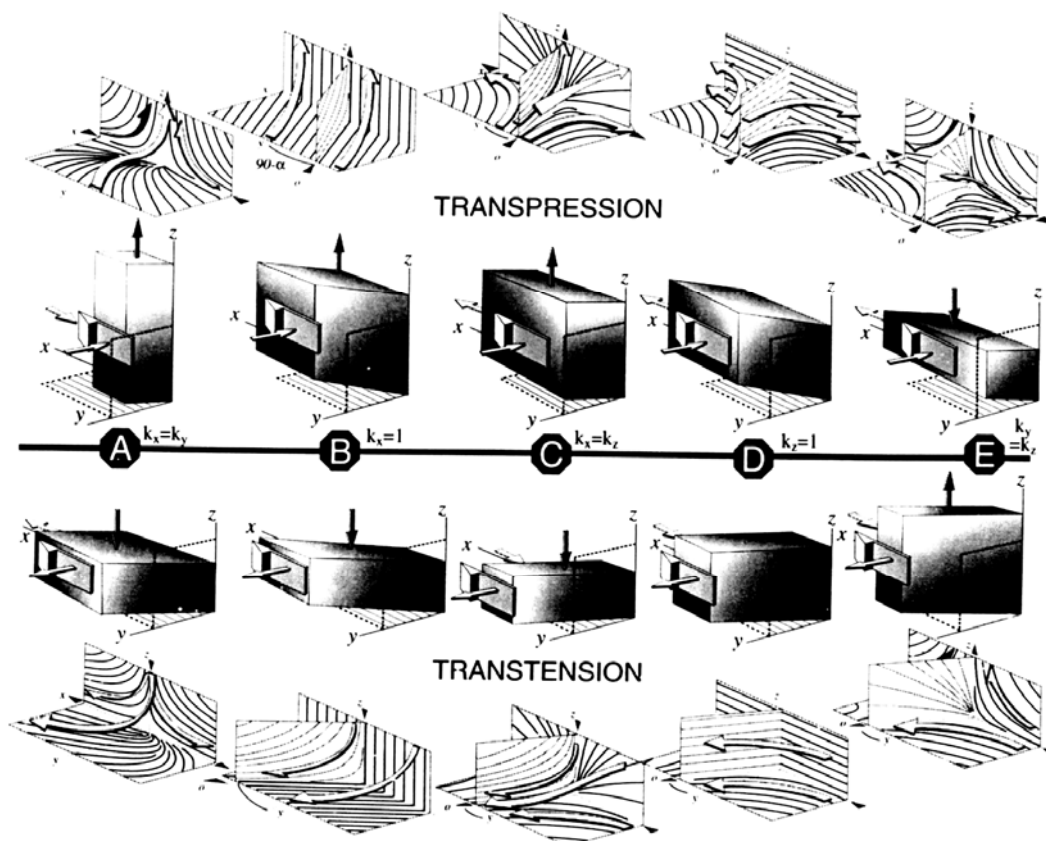


Fig. 1.24 – Tipos de deformação transpressiva e transtensiva: de A a E verifica-se decréscimo da extensão vertical (para a transpressão) ou de encurtamento (para a transtensão). O tipo B corresponde ao definido por Sanderson & Marchini (1984). Adaptada de Fossen & Tikoff (1998).

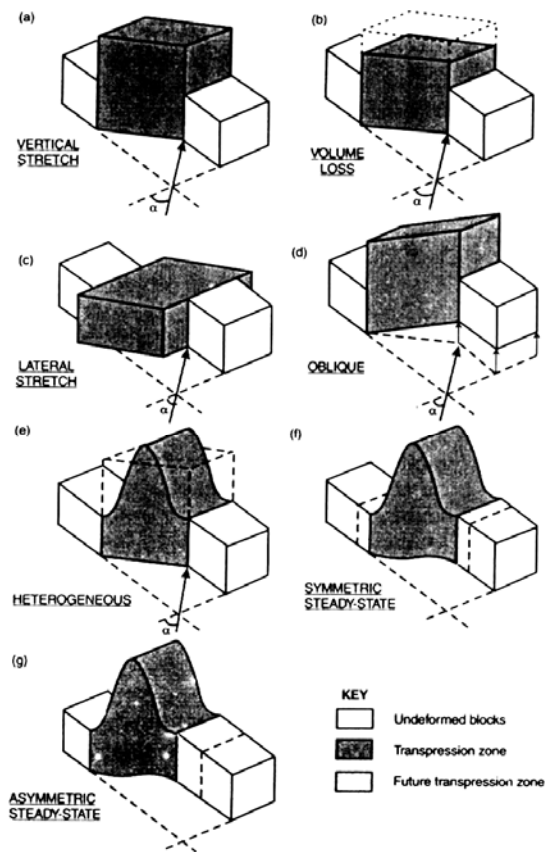


Fig. 1.25 – Exemplos de deformação transpressiva: a) Sanderson & Marchini (1984); b) Fossen & Tikoff (1998); c) Dias & Ribeiro (1994), Jones *et al.*, (1997); d) e e) Robin & Cruden (1994); f) e g) Dutton (1997). *In: Dewey et al.*, (1998).

Robin & Cruden (1994) estudaram o caso particular em que o deslocamento seria nulo junto às fronteiras e máximo, segundo a vertical, no centro; neste caso os padrões obtidos são fortemente não lineares e complexos. Os resultados obtidos estão representados na Fig. 1.26. Esta, basicamente mostra que as condições de constricção ($K > 1$) e de achatamento ($K < 1$) coincidem com as variações na orientação dos eixos de deformação finita (x , y e z).

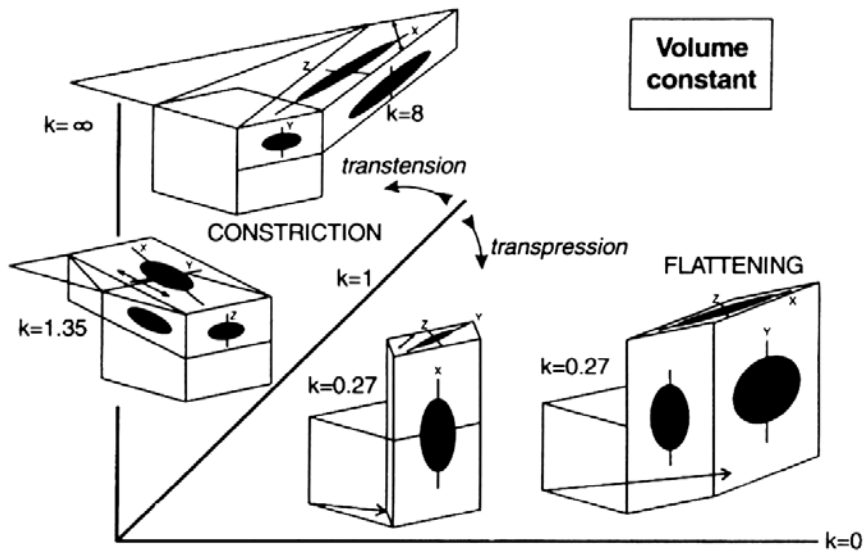


Fig. 1.26 – Diagrama de Flinn ilustrando exemplos de deformação transpressiva com achatamento e transtensiva com constricção. *In: Dewey et al., (1998).*

Fossen & Tikoff (1998) desenvolveram modelação no intuito de prever os diferentes tipos de padrões de *fabric* gerados numa zona de deformação relativamente a um conjunto de diferentes situações de transpressão e de transtensão. Os principais resultados obtidos encontram-se na Fig. 1.27. O aspecto mais importante a salientar é que a constricção também pode surgir em condições de regime transpressivo e que o achatamento admite ser gerado em regime transtensivo (Dias & Ribeiro, 1994; Jones *et al.*, 1997).

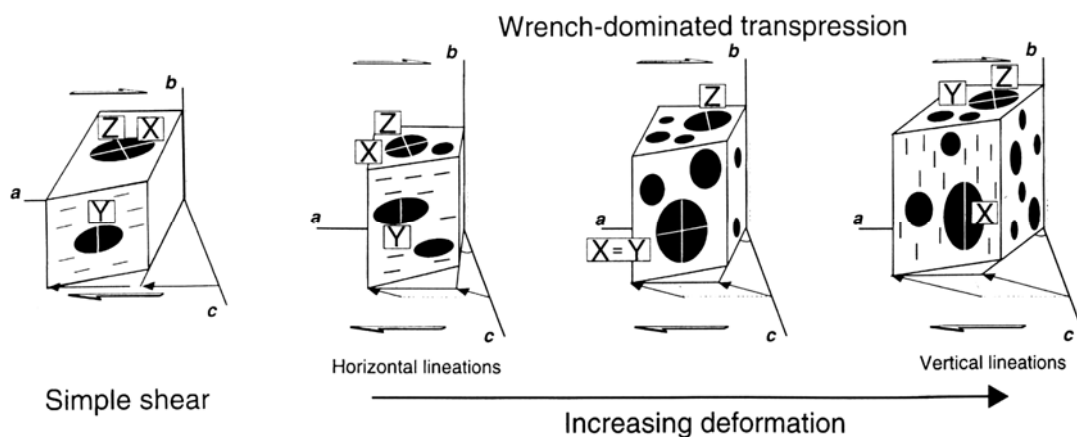


Fig. 1.27 – Gênese de lineações de estiramento paralelamente ao eixo maior do elipsóide de deformação finita (X) em cisalhamento simples e em transpressão dominada por desligamento. *In: Tikoff & Greene (1997).*

Resumidamente podemos sintetizar nos seguintes pontos as principais características estruturais para as zonas de transpressão/transtensão:

- a. foliação sub verticalizada;
- b. dobramento com planos axiais sub verticalizados, oblíquos a paralelos às fronteiras da zona deformada;
- c. lineação de estiramento penetrativa apresentando importantes variações do seu mergulho, em perfis transversais;
- d. indicadores cinemáticos de movimento cisalhante bem preservados nos planos sub horizontais ou admitindo variações acompanhando a rotação da vorticidade perpendicular a paralela ao estiramento;
- e. presença de texturas pouco deformadas, protomiloníticas ou ultramiloníticas em faixas paralelas entre si;
- f. deformação não-axial mas também pode estar presente a deformação coaxial;
- g. a foliação combinada com o estiramento e a vorticidade admitem a existência de componentes oblíquas de movimento inverso ou normal e de componente de desligamento, coexistindo ao mesmo nível de exposição.

1.6.2 Aplicabilidade do Modelo de Transpressão no anticlinal de Estremoz

Embora sejam várias as fases tectónicas reconhecidas e que afectaram o anticlinal de Estremoz (Gonçalves *et al.*, 1993), também se sabe que regionalmente a deformação varisca apresenta um carácter transpressivo nos seus estádios finais (Silva, 1997; Viseano – Vestefaliano segundo Ribeiro *et al.*, 1990 que também referem este mecanismo para a Zona Sul - Portuguesa).

O reconhecimento e acompanhamento cartográfico das estruturas transpressivas no anticlinal de Estremoz mostrou que estas são bem mais frequentes do que se poderia, inicialmente, supor. Ainda que em muitas delas se observe um carácter semi-dúctil a frágil, consentâneo com os campos de

tensões tardios admitidos para a Orogenia Hercínica na região, somos de opinião que a sua nucleação e localização esteja controlada por anisotropias anteriores, geradas ainda no estágio pré varisco de adelgaçamento crustal. A hipótese por nós avançada em 1995, refere a existência de uma megafactura extensional (falha lítrica) que limitaria a nordeste o desenvolvimento da bacia carbonatada de Estremoz (Fig. 1.28). Este modelo está de acordo com a existência de um “alto fundo” na região que induziria a sedimentação carbonatada em Estremoz ao passo que para sudoeste o afundimento da bacia condicionaria a sedimentação essencialmente pelítica (Oliveira *et al.*, 1990). Outras explicações podem ser enunciadas, por exemplo, este cenário pode igualmente ser explicado pela existência de um hemi-graben com acidente lítrico mergulhante para norte. Por outro lado, a expressão cartográfica macroscópica do anticlinal de Estremoz (Fig. 1.29) só por si sugere algo sobre os principais mecanismos de deformação que sobre ele actuaram.

Efectivamente, é notório o alongamento na direcção longitudinal (NW - SE) e o encurtamento na direcção perpendicular. Os dados de campo que apoiam a actuação dum modelo de deformação em regime transpressivo podem-se resumir nos seguintes pontos:

- 1) Existência de "bandas" de cisalhamento predominantemente esquerdas e longitudinais (NNW-SSE a NW-SE) que separam blocos em que é difícil estabelecer qualquer correlação. Na prática o que se observa é que a SW e a NE de cada uma destas bandas as características litológicas dos afloramentos são substancialmente diferentes. Este assunto será rebatido mais adiante pois é de extrema importância no controle das variedades de mármore que afloram em determinada região, explicando variações bruscas em pedreiras adjacentes;
- 2) Nestas bandas é possível observar critérios de cisalhamento horizontais (predominando os esquerdos mas os direitos também são numerosos – podendo explicar-se a coexistência destes dois tipos, no quadro de um regime de partição da deformação ou alternativamente

em aceleração diferencial de zonas de cisalhamento contíguas) e verticais com critérios cinemáticos que indicam subida do bloco a oeste (Fig. 1.31). Na terminação periclinal sudeste do anticlinal, na pedreira da empresa Marmetal, existem vários exemplos deste tipo de comportamento. Entre duas bandas de cisalhamento esquerdas espaçadas de dez metros, é possível observar critérios de movimentação direita induzidos por movimentos diferenciais relativos dos blocos adjacentes (Fig. 1.30);

- 3) Observam-se estruturas distensivas (filões boudinados de rochas intrusivas do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (Fig. 1.31), falhas normais e veios preenchidos por calcite Fig. 1.32) que à luz deste modelo se podem facilmente explicar.
- 4) Existem dobras menores em flancos de dobras mesoscópicas com planos axiais que fazem um ângulo de cerca de 20° em relação aos eixos das dobras maiores (Fig. 1.33).

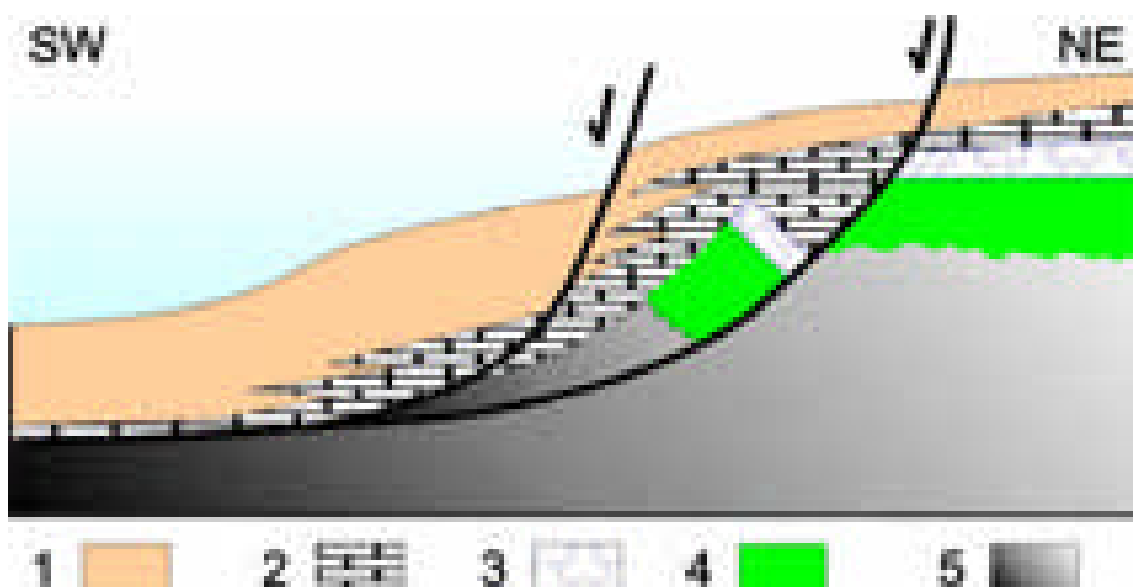


Fig. 1.28 – Esquema representativo da actuação de falhas normais desenvolvidas durante a fase de “rifting”. Estas falhas com expressão crustal poderiam representar o estado embrionário para a nucleação do anticlinal de Estremoz

- 1 – Formações pelíticas envolventes ao anticlinal de Estremoz;
- 2 – Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz;
- 3 – Formação Dolomítica;
- 4 – Formação de Mares e,
- 5 – Substrato Proterozóico.

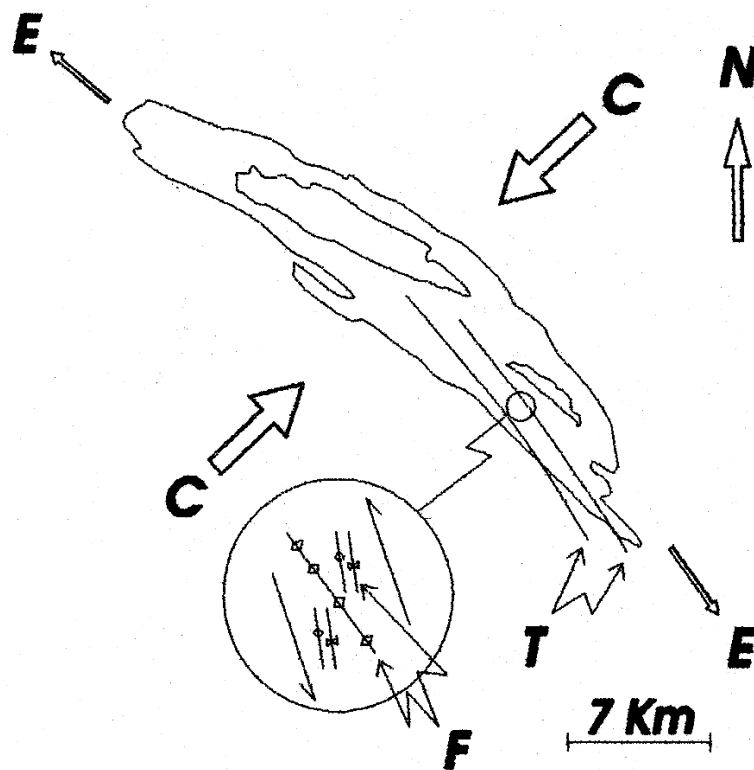


Fig. 1.29 – Representação esquemática do anticlinal de Estremoz, repare-se que o encurtamento na direcção NE - SW é acompanhado por alongamento na direcção perpendicular. T "bandas" transpressivas; F direcções axiais; E estiramento, C compressão máxima.

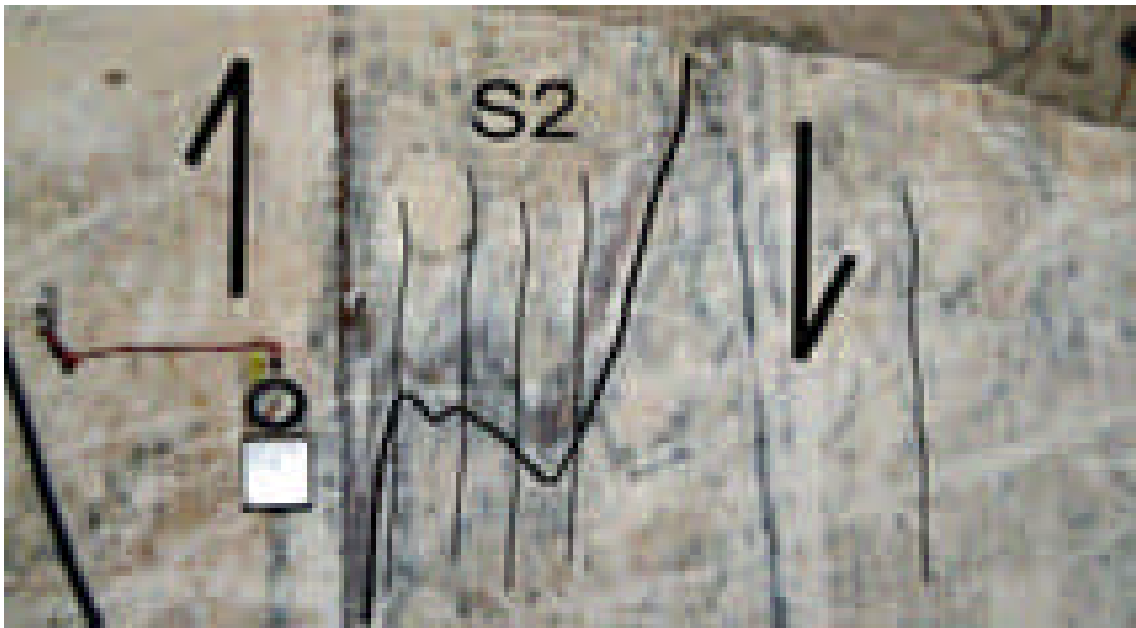


Fig. 1.30 – Critérios de movimentação direita induzidos por movimentação diferencial num conjunto onde predominam os movimentos esquerdos. Pedreira da Empresa Marmetal em Fonte da Moura – Pardais, à cota -110 metros da boca da pedreira.



Fig. 1.31 – Filão básico intrusivo e sub concordante no Complexo Vulcano – sedimentar-carbonatado de Estremoz. Pedreira na EN 255 entre Vila Viçosa e Borba. À esquerda esquema tridimensional interpretativo das estruturas representadas na fotografia. O achatamento no sentido SW-NE é compensado pelo estiramento na direcção perpendicular, simultaneamente ocorre cisalhamento esquerdo com topo para norte.

S1 e S2 – Xistosidades de 1ª e 2ª fases, respectivamente.



Fig. 1.32 – Falhas normais em pedra na região de Olival Grande, 1500 m a norte de Bencatel. Estas falhas posteriores aos dobramentos revelam a continuidade diacrónica do regime transtensivo.

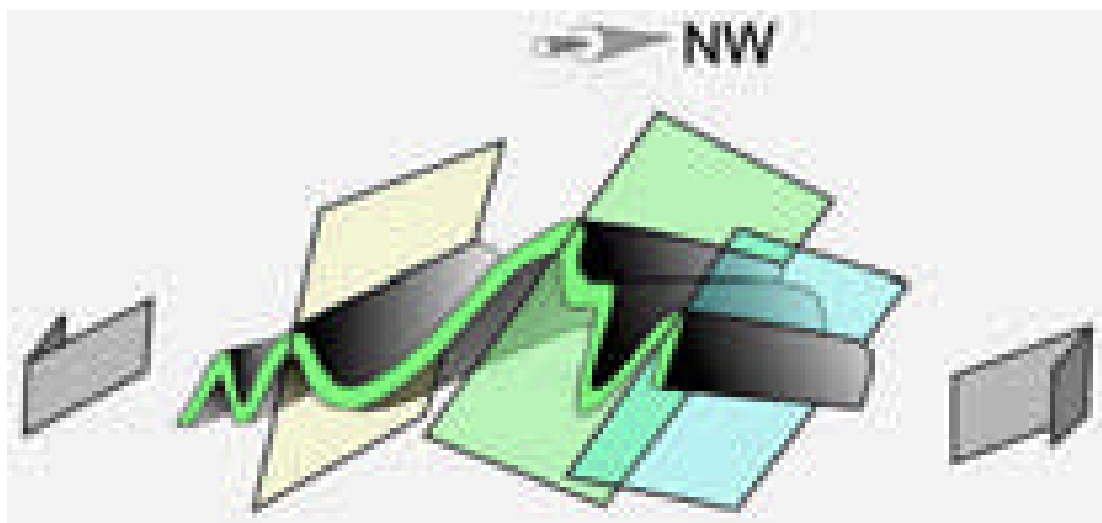


Fig. 1.33 – Representação esquemática da variação do eixo em dobras menores de acordo com a actuação de um regime transpressivo esquerdo. Este esquema simplifica as observações de campo que se podem observar na Formação Dolomítica de Estremoz, 100 m a SE do v.g. Torre 2; sobre no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz na Pedreira Visamar 750 m a NE de Bencatel; na Formação Carbonatada de Elvas na EN4, junto ao cruzamento para São Lourenço; e em vários outros locais.

2. SÍNTESE TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA.

2.1. Introdução

Neste capítulo apresentamos uma síntese da estratigrafia actualmente aceite para os vários sectores da Zona de Ossa – Morena com particular ênfase para os sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos da Zona de Ossa – Morena. Simultaneamente discutiremos alguns dos problemas de interpretação tectonoestratigráfica que ainda persistem.

Os afloramentos paleozóicos e precâmbrios da Península Ibérica foram inicialmente separados em zonas por Lotze (1945, *in* Ribeiro *et al.*, 1979) tendo em conta as suas características estruturais e estratigráficas (Fig. 2.1). Com o advento da tectónica de placas outros autores (Robardet (1976), Ribeiro *et al.* (1979, 1990) e Quesada (1992)) propuseram novos limites que, todavia, não alteraram os inicialmente propostos por Lotze. Um aspecto particular foi definido por Quesada (1992) que, a partir da definição de conceito tectonoestratigráfico de Coney *et al.* (1980) considerou a existência de um bloco autóctone Ibérico (Fig. 2.2). Esta designação de “bloco autóctone Ibérico” não deve implicar que lhes estejam associados quaisquer mantos alóctones, trata-se antes de uma unidade estrutural mais antiga à qual seriam acreccionadas as unidades mais recentes.

Este conceito implica que os *terrenos tectonoestratigráficos* sejam considerados como “entidades geológicas com características estratigráficas, estruturais e petrológicas próprias e distintas das que lhes são contíguas” (unidades tectónicas). Quesada (1992) realçou o facto de que estas diferenças não puderam ser explicadas por variações laterais de fácies havendo a necessidade de se considerar ambientes geotectónicos diferentes,

especialmente separados e só posteriormente acreccionados em resultado de um processo orogénico. O resultado deste confronto estaria hoje representado pela Faixa Blastomilonítica. A idade cadomiana para esta sutura crustal é defendida por vários autores (Ribeiro *et al.*, 1990; Abalos, 1992; Abalos & Eguiluz, 1992; Quesada, 1992; Pereira & Silva, 1997), realçada pela idade atribuída às rochas de afinidade eclogítica da Faixa Blastomilonítica (611 +17/-12 Ma, U-Pb em zircões, Schäfer, 1990). Longe de ser pacífica, esta idade é fortemente contestada por outros autores que defendem uma idade varisca para o evento (Burg *et al.*, 1981; Matte, 1991; Azor *et al.*, 1994).

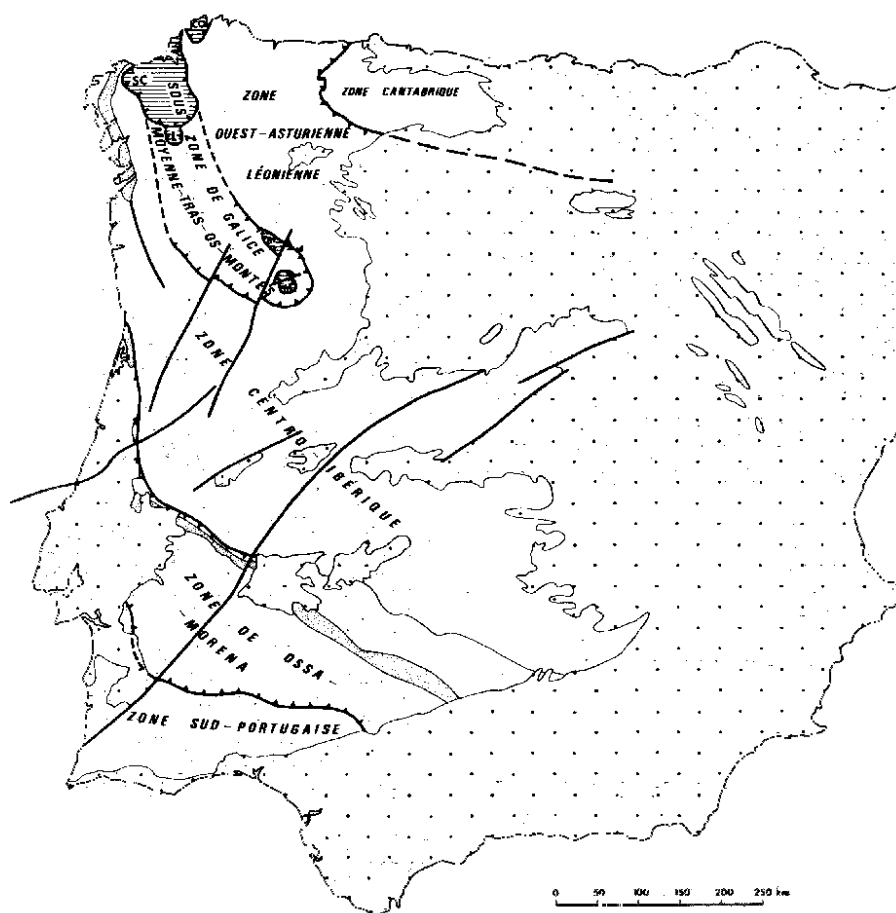


Fig. 2.1 – Divisões do Maciço Ibérico (segundo Ribeiro *et al.*, 1979).

Deste modo (Quesada, 1992) durante o ciclo Cadomiano a Zona de Ossa – Morena é considerada como um terreno alóctone que no decurso

desta orogenia colide com o Maciço Ibérico originando o Terreno (ou Bloco) Autóctone Ibérico. Convêm, no entanto, ressaltar o facto de que a constante aquisição de dados induz à redefinição dos modelos pré-estabelecidos. Por exemplo, Robardet (2002 e 2003), a partir de importantes constrangimentos paleobiogeográficos, litológicos, paleoclimáticos, e principalmente paleomagnéticos, para o Silúrico/Devónico colocou em causa modelos que anteriormente consideravam a existência de uma “Microplaca Armorica”, considerando-a antes parte integrante do continente Gondwana. Esta “Microplaca Armorica”, incluiria as regiões variscas do sudoeste europeu, nomeadamente: a Península Ibérica, a maior parte de França, parte da Alemanha, a Boémia e o sudoeste polaco (Van der Voo, 1988, 1993). Outra interpretação considera igualmente que todas aquelas regiões do sul e sudoeste europeu fariam parte da Microplaca Armorica, mas consideram-na como um “arquipélago de terrenos semi-autónomos” separados por pequenas bacias e não uma microplaca coerente (= *A Armorican Terrane Assemblage*; Tait *et al.*, 1994, Tait, 1999, Tait & Bachtadse, 2000, Crowley *et al.*, 2000, *in* Robardet, 2003). A hipótese de vários blocos situados entre Gondwana e Laurussia tem expressão máxima no modelo proposto por Ziegler (1990, *in* Robardet, 2003) que consideram que a consolidação crustal paleozóica da Europa central e ocidental resultaria da acreção sequencial de vários “microcratões” afins do continente Gondwana.

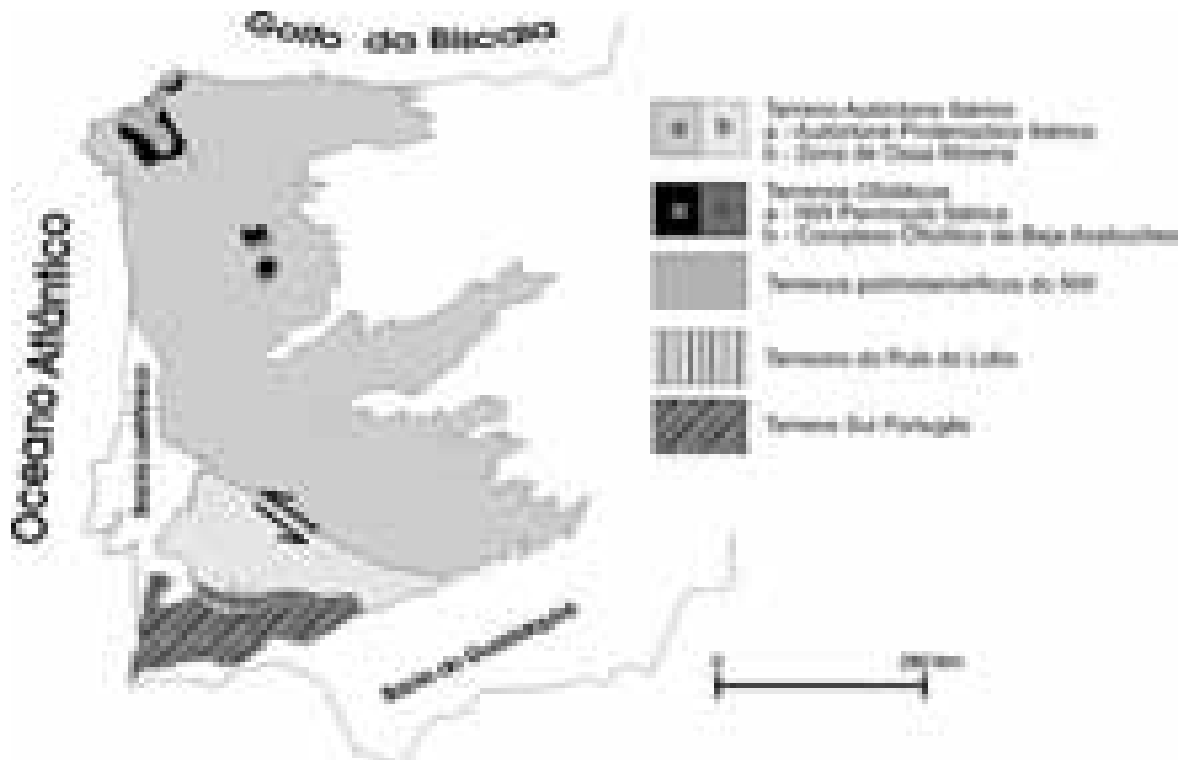


Fig. 2.2 – Terrenos Tectonoestratigráficos da Península Ibérica. Segundo Quesada (1992)

No entanto, em qualquer modelo considerado, podemos concluir que a Zona de Ossa – Morena constitui sempre uma unidade bem definida, se bem que a posição e natureza dos seus limites, principalmente o setentrional, tenha sido alvo de várias interpretações. Mais recentemente a estrutura e o limite norte entre a Zona de Ossa – Morena e a Zona Centro-Ibérica foram alvo de trabalhos como Pereira (1999), Pereira & Silva (2001, 2002) e Martínez Poyatos (2002).

Tradicionalmente a Zona de Ossa – Morena é limitada a norte pelo cavalgamento de Ferreira do Zêzere – Portalegre e pela falha de Porto – Tomar, o seu limite meridional é definido pela estreita faixa de rochas básicas e ultrabásicas que constituem o Complexo Ofiolítico de Beja - Acebuches (Munhá et al., 1986).

Nos seus aspectos mais gerais é actualmente aceite uma estratigrafia que não sofre contestação para a Zona de Ossa – Morena. Como têm sido muitos os trabalhos onde esta vem sumariamente descrita (i.e. Oliveira et al., 1991 e Piçarra, 2000) referiremos aqui apenas os aspectos mais importantes.

A Zona de Ossa – Morena compreende unidades desde o Precâmbrico ao Carbónico. Dado que litologias da mesma idade apresentam em diferentes locais características metamórficas, estruturais e ígneas distintas, várias subdivisões se consideraram dentro desta zona (Carvalho et al., 1971; Chacón et al., 1983; Apalategui et al., 1990; Oliveira *et al.*, 1991; Gonçalves & Carvalhosa, 1994; Araújo & Ribeiro, 1995).

O zonamento que actualmente é mais aceite é o de Oliveira *et al.* (1991) (Fig. 1.2) que definem vários sectores; estes têm paralelismo com outras unidades estruturais que afloram em Espanha (Quadro 2.1).

Designação de Oliveira <i>et al.</i> , 1990.		Domínios de Chacón <i>et al.</i> (1983)	Domínios de Apalategui <i>et al.</i> (1990)
Sectores:	Sub-sectoros:		
Faixa Blastomilonítica		Coimbra – Portalegre – Badajoz – Cerro Muriano	Valência de las Torres – Cerro Muriano e Obejo – Valsequillo – Puebla de la Reina
Alter do Chão – Elvas		Córdova – Elvas	Elvas – Cumbres Mayores ou Central Norte
Estremoz - Barrancos	Anticlinal de Estremoz Sinclinal de Terena	Barrancos – Hinojales	Barrancos – Hinojales
Montemor – Ficalho	Sinclinal de Cabrela	Évora – Beja – Aracena	Beja – Aracena
Maçiço de Beja	Santa Susana – Odivelas	Évora – Beja – Aracena	Beja – Aracena

Quadro 2.1 – Nomenclatura das diferentes unidades estratigráficas em Portugal e Espanha.

Os autores justificam a utilização do termo “sector” para evitar a confusão com a nomenclatura bioestratigráfica (no caso das zonas e sub-zonas) e com a conotação tectónica que o termo “domínio” tem implícito, porque segundo os mesmos autores, em Portugal, nem todos os sectores

estão enquadrados por acidentes tectónicos. Por exemplo, o caso do Cavalcamento de Portalegre e a discordância subjacente reflecte um carácter misto para este limite (Pereira, 1999).

A partir do Mapa Geológico de Portugal 1:500.000 I.G.M. Nova Edição (1992), Silva (1997) esboçou as principais estruturas representadas na Zona de Ossa – Morena (Fig. 2.3).

Esta compartimentação da região reflecte a estrutura desenvolvida durante a orogenia Varisca, por um lado, mas também, a estrutura interna de cada sector que se terá formado durante eventos paleozóicos e precâmbrios, mais antigos (Apalategui *et al.*, 1990 – Fig. 2.4).

Apesar dos trabalhos realizados nos últimos anos (com especial destaque para Piçarra, 2000), ainda persistem incertezas quanto à idade de várias formações, também os constrangimentos resultantes da insuficiência de conhecimentos nos domínios da sedimentologia, geoquímica e tectónica, apenas permitem uma discussão da evolução da Zona de Ossa Morena em traços muito gerais, por vezes, controversos. Caracterizemos, pois os vários sectores da Zona de Ossa – Morena com especial ênfase para os que foram alvo de análise detalhada.

2.2. Sectores da Zona de Ossa – Morena

2.2.1. Faixa Blastomilonítica

A Faixa Blastomilonítica (Figs. 2.3, 2.4), corresponde ao sector mais setentrional da Zona de Ossa – Morena, no limite com a Zona Centro – Ibérica, está distribuída pelas regiões de Portalegre, Abrantes e prolonga-se para norte, em estreita faixa, até Ferreira do Zêzere (Gonçalves *et al.*, 1979; E. Pereira *et al.*, 1998; e L. Pereira, 1987), daqui até à região de Espinho, ocorre

uma sucessão plutono-metamórfica (E. Pereira *et al.*, 1980), em que algumas das unidades são paralelizáveis às da região de Portalegre (Chaminé *et al.*, 1995).

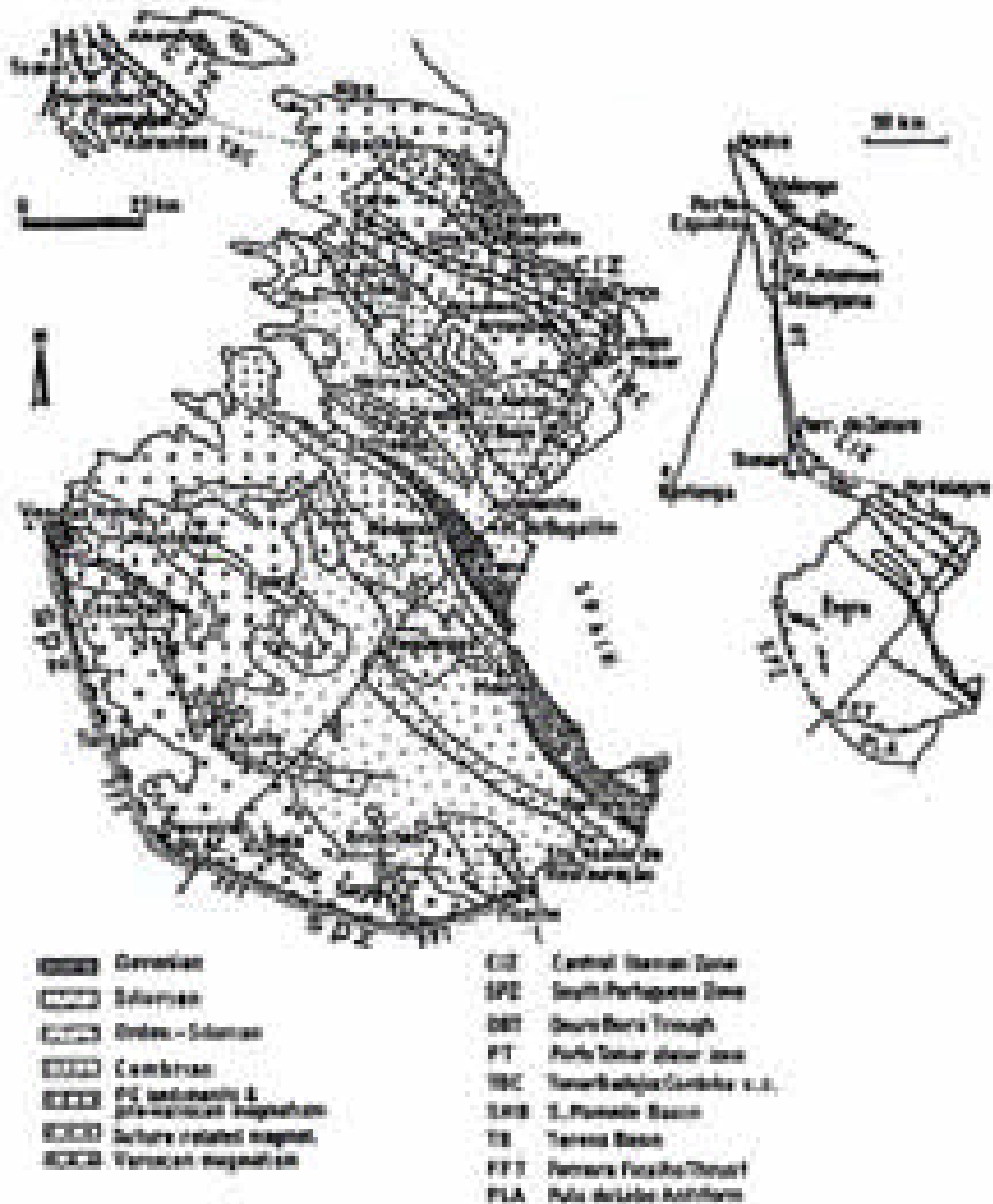


Fig. 2.3 – Principais estruturas da Zona de Ossa – Morena propostas por Silva J. B. (1997) a partir da adaptação do Mapa Geológico de Portugal 1:500.000 I.G.M. Nova Edição (1992).

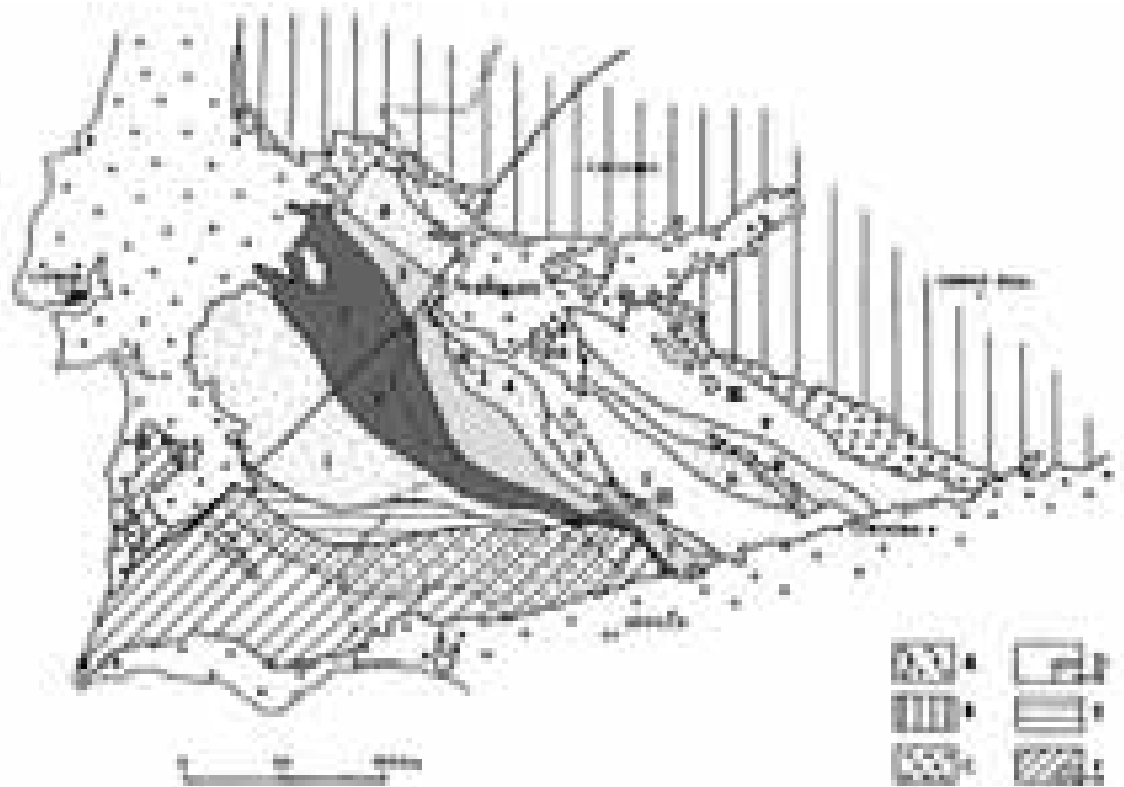


Fig. 2.4 – Domínios da Zona de Ossa Morena (segundo Apalategui et al., 1990):

A – Cobertura sedimentar pós-paleozóica. B – Zona Centro-Ibérica. C – Batólito de Pedroches. D – Zona de Ossa Morena: a – cinturas metamórficas. 1 – Domínio de Beja – Aracena; 2 – Domínio de Barrancos – Hinojales; 3 – Domínio de Elvas – Cumbres Mayores; 4 – Domínios de Arroyo Molinos; 5 – Domínio de Zafra – Monesterio; 6 – Domínio da Serra Albarrana; 7 – Cintura ígnea de Villaviciosa – La Coronada; 8 – Domínio da Valência de Ias Torres – Cerro Muriano (= Zona de Cisalhamento Tomar – Badajoz – Córdoba); 9 – Domínio de Obejo – Valsequillo – Puebla de Ia Reina. E – Unidade de Pulo do Lobo (inclui o Ófiolito de Beja – Acebuches). I, II – Plutões graníticos; III – Antiforma de Peraleda; F. Zona Sul Portuguesa: a – Faixa Piritosa Ibérica.

Compreende Unidades que contêm das formações mais antigas que ocorrem em Portugal (Fig. 2.5) e corresponde à parte portuguesa da Zona de Cisalhamento de Tomar – Badajoz – Córdoba (Matte & Ribeiro, 1975; Burg *et al.*, 1981).

A estrutura com geometria complexa da Faixa Blastomilonítica é usualmente referida como “flower structure” (ou seja, estrutura em leque). Como já referimos atrás, esta estrutura tem sido investigada por Pereira

(1999); Pereira & Silva (2001, 2002), assim, segundo estes autores, a estrutura em leque está associada a um *fabric* tectónico plano-linear desenvolvido durante o ciclo varisco em coerência geométrica e cinemática com um regime geral de transpressão esquerda (transcorrente) que afecta diferentes níveis crustais. Pereira (1999) refere uma zona central com estruturas planares subverticais que separa duas regiões de vergências opostas: uma a NE, com vergência para NE até ao limite com a Zona Centro – Ibérica, e outra a SW com vergência para SW, até ao limite com o sector de Alter do Chão – Elvas (no Cavalgamento de Alter do Chão). Embora a vergência geométrica geral das estruturas se faça para SW, Pereira & Silva (2001) apontam a ocorrência de estruturas do tipo *flower* a diferentes escalas.

A estratigrafia interna deste sector, inicialmente esboçada por Gonçalves (1972) é de difícil reconstrução, devido essencialmente à intensa deformação que afectou as diferentes unidades que a constituem. Para além dos metassedimentos e rochas ígneas intensamente metamorfizadas referidas na sequência estratigráfica de Oliveira *et al.* (1991) (Fig. 2.5), também ocorrem rochas hiperalcalinas e maciços granitóides ante-variscos (*i.e.* Carreiras e o “granito tectonizado de Portalegre” – explorado para fins ornamentais (Gonçalves & Lopes, 1992).

O carácter heterogéneo da partição da deformação corresponde a um padrão de distribuição essencialmente condicionado por contrastes reológicos inerentes à litoestratigrafia (Pereira, 1999), definindo zonas onde prevalecem regimes de deformação cisalhante não coaxial (associada a milonitização) e outras onde ocorre cisalhamento puro com milonitização menos penetrativa e, por isso mesmo, com preservação de texturas primárias.

A existência de um ciclo orogénico cadomiano, anterior ao ciclo varisco é inferida pela estruturação interna de clastos constituintes do “conglomerado

de base do Câmbrio inferior” (Gonçalves, 1970; Pereira, 1999; Fig. 2.6). Este conglomerado assenta em discordância sobre as rochas proterozóicas. Segundo Pereira (1999) o conjunto litológico de que faz parte este conglomerado é essencialmente de natureza vulcânica, tal como acontece no anticlinal de Estremoz em posição estratigráfica equivalente.

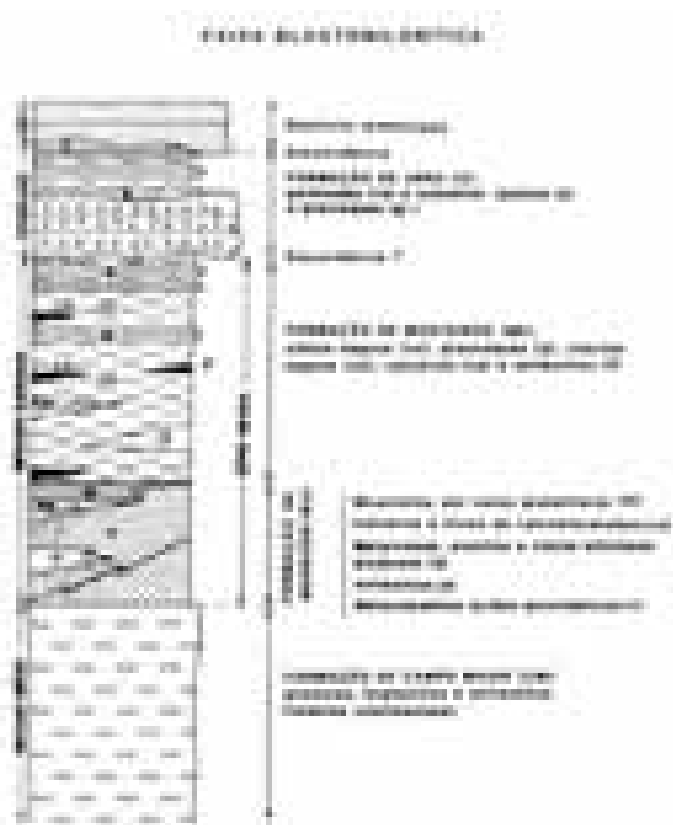


Fig. 2.5 – Sequência estratigráfica esquemática da Faixa Blastomilonítica. Segundo Oliveira *et al.* (1991).



Fig. 2.6 – Aspecto do “Conglomerado de Base do Câmbrico” observado na trincheira da estrada EN 373 – Elvas – Campo Maior, Km 15, junto ao V.G. Segóvia.

2.2.2. Sector de Alter do Chão – Elvas

Este sector é limitado a norte pelo cavalcamento de Alter do Chão que o separa da Faixa Blastomilonítica (Oliveira *et al.*, 1991) (Figs. 2.3, 2.4). O limite sul, com o sector de Estremoz – Barrancos, tem sido alvo de algumas controvérsias, sendo este assunto detalhadamente discutido no capítulo 4. Tem-se considerado o “Carreamento da Juromenha” como o marcador do contacto entre as unidades câmbricas do sector de Alter do Chão – Elvas e os materiais considerados silúricos (ordovícicos para Piçarra, 2000) do sector de Estremoz -Barrancos (Gonçalves, 1971; Perdigão, 1976; Ribeiro *et al.* 1979; Araújo *et al.* 1994). A existência deste manto de carreamento é questionada por Silva (1997, 1998) que sugere antes uma estrutura do tipo “cavalcamento”.

Segundo este autor a estrutura da Juromenha corresponderia ao flanco inverso de uma estrutura maior vergente para sudoeste, mimetizando uma anterior discordância confrontada com a estrutura anticlinal de Estremoz, vergente para nordeste. Uma outra interpretação considera que o limite é simplesmente materializado por um nível quartzítico com impregnações de Fe e Mn, localmente passando a um conglomerado, que materializaria uma discordância Câmbrico – Ordovícico (V. Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991). Existe, sem dúvida um confronto estrutural por explicar: até aos limites desde nível a vergência geométrica das estruturas, inversamente sobrepostas, é claramente para sudoeste; a partir daí e para sudoeste as estruturas encontram-se sub-verticais ou ligeiramente tombadas para nordeste. Esta confrontação pode ser explicada por uma “flower” negativa, em articulação com as “flower” positivas do sector a Norte (Pereira & Silva, 2001, 2002).

A sucessão estratigráfica do sector, esquematizada na figura 2.7, apresenta um conjunto de unidades escalonadas entre o Câmbrico inferior e o Câmbrico superior – Ordovícico inferior provável. A sucessão inicia-se por um nível conglomerático, lateralmente passando a vulcanitos ácidos, que assenta em discordância sobre a Formação de Mosteiros da Faixa Blastomilonítica. Nos conglomerados há clastos de metacherte, com foliação formando dobras apertados, comprovando uma deformação cadomiana, antecâmbrica (Pereira & Silva, 1997) (Fig. 2.6). No prolongamento desta unidade para sudeste, já em Espanha, estas litologias estão integradas na Formação Torreárboles. Sobrepõe-se-lhe em discordância a série carbonatada, predominantemente dolomítica (Formação Carbonatada) que, para sudeste, em Espanha (Formação Alconera), forneceu importante fauna do Câmbrico inferior (Cordubiense e Ovetiense) (Fig. 2.8).

À Formação Carbonatada segue-se um espesso conjunto siliciclástico, na qual se diferenciam três unidades, da base para o topo: Formação de Vila Boim; Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem e Formação de Fatuquedo (Piçarra, 2000).

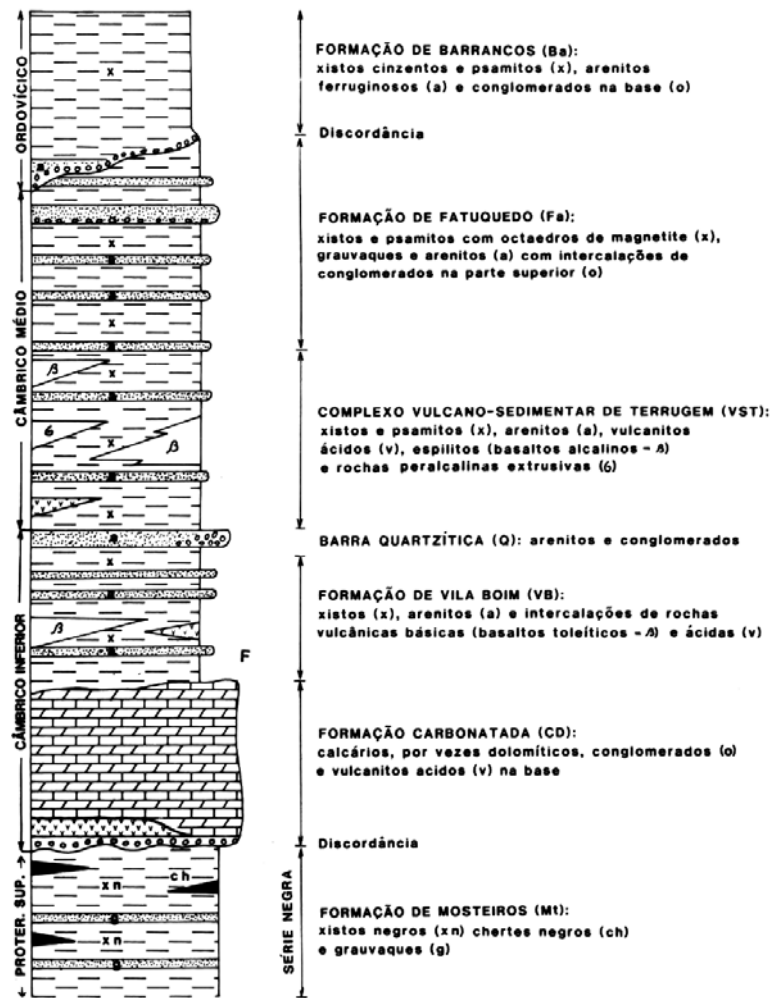


Fig. 2.7 – Sequência estratigráfica esquemática do sector de Alter do Chão – Elvas. Segundo Oliveira *et al.* (1991).

Entre as unidades inferior e intermédia, desenvolve-se um termo quartzítico – conglomerático, denominado “Barra Quartzítica”, que constitui um bom nível guia de importância regional, embora nunca tenha a expressão

topográfica que apresenta em Espanha (Fig. 2.9) onde a espessura desta série siliciclástica pode atingir os 4000 metros (Perejón & Moreno-Eiris, 1992).

As duas unidades mais inferiores apresentam intercalações de metavulcanitos félsicos e máficos. Porém, a génese e a composição das lavas máficas é distinta. Na Formação de Vila Boim são toleíticas, enquanto que no Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem são alcalino-transicionais, com elementos incompatíveis típicos de basaltos intra-placa¹ (Mata & Munhá, 1990) (Fig. 2.10).

A Formação de Vila Boim forneceu fósseis de trilobites (Fig. 2.11) e braquiópodes, entre outros grupos, (Delgado, 1904) da parte alta do Câmbrio inferior (Marianiano)².

¹ Esta variação no quimismo das lavas é indicadora da alteração do cenário geodinâmico durante o Câmbrio.

² Ver adiante no Capítulo 3 descrição mais pormenorizada.

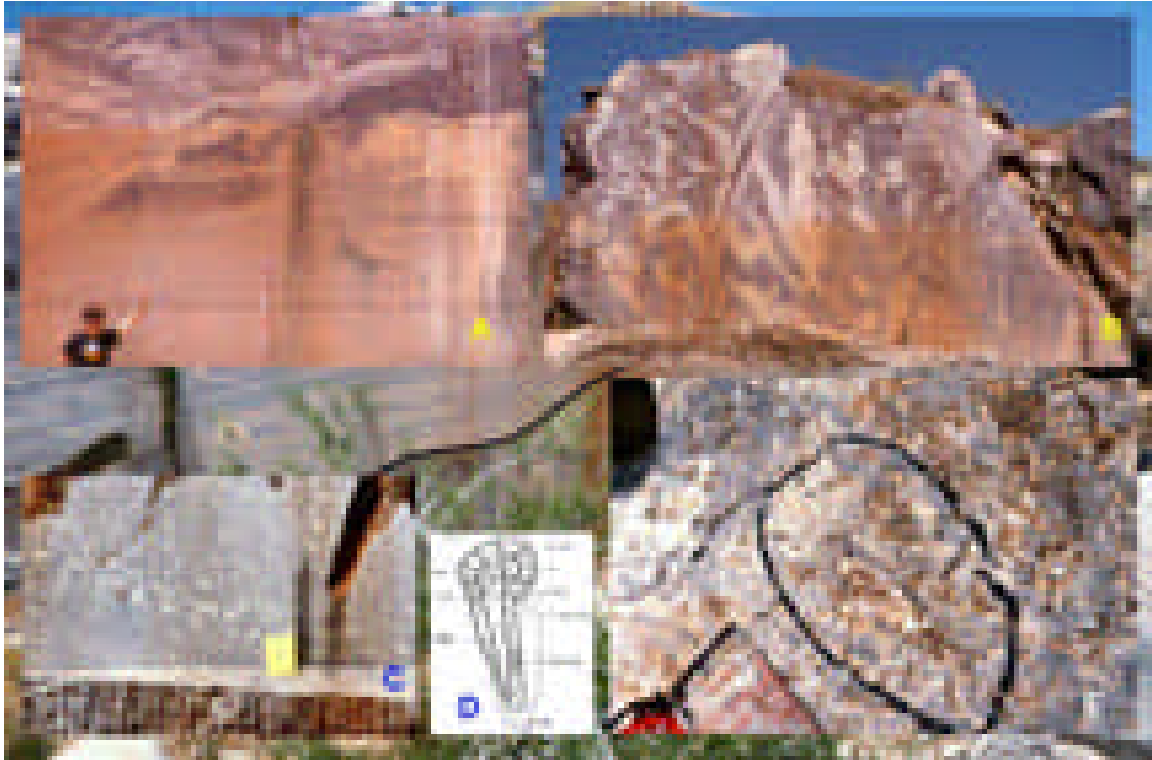


Fig. 2.8 – Vários aspectos de estruturas recifais bioedificadas do tipo: (A) estromatólitos; (B) trombolitos e (C) montículos recifais, pertencentes ao topo do “Miembro Sierra Gorda” da Formação de Alconera. Em baixo destacam-se alguns arqueociatos em secção (E) bem como um esquema representativo da estrutura interna (D) destes seres específicos do Câmbrio inferior. Estas rochas estão datadas do Ovetiano correspondendo os últimos níveis com arqueociatos à base do Marianiano inferior (Perejón *et al.*, 1992). Pedreiras próximas da estrada nacional 435, espanhola, de Zafra para Jerez de los Caballeros.



Fig. 2.9 – Vista para SW da imponente crista quartzítica do Câmbrio médio entre Zafra e La Lapa, a caminho de “La Albuera del Castellar”.



Fig. 2.10 – Vários aspectos das rochas básicas alteradas por metassomatismo oceânico (espilitos) da Formação da Terrugem. Trincheira na EN4, Km 169. Todo o conjunto de estruturas indica uma vergência persistente para WSW; S2 (xistosidade de segunda fase) – N26°W, 70°N; A amarelo, padrão “C + S” concordante com movimento esquerdo cavalgante para o quadrante norte; À esquerda em baixo, fenda de tracção preenchida por quartzo – N20°W, 24°S e esquema interpretativo da sua génese, indicando também vergência para oeste em quando o andar estrutural já era mais frágil. A vermelho, prováveis “pillow” lavas, apesar de intensamente metassomatizadas ainda é possível distinguir uma variação concêntrica na granulidade das rochas (aumenta para o interior), esta característica em conjugação com a forma das estruturas sublinhadas fazem lembrar “pillow” lavas. Estas estruturas lávicas já haviam sido referenciadas, para outros afloramentos, em Gonçalves (1970), o mesmo autor erroneamente classificou estes afloramentos de “ofrolitos” (Gonçalves, 1970). À direita pormenores petrográficos do espilito, em baixo “close up” da rocha *in situ* e em cima lâmina delgada desta rocha. **q** – quartzo; **cc** – calcite e **ep** – epidoto, embora não identificáveis, são frequentes vários sulfuretos .

A Formação de Fatuquedo apresenta, para o topo, passagens conglomeráticas e um nível quartzítico impregnado de óxidos de Fe e Mn que faz a passagem para a Formação de Barrancos (Figs. 2.12 e 2.13). Estas litologias são consideradas, como já se disse anteriormente, marcadores de uma discordância Câmbrico – Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira *et al.*, 1991).

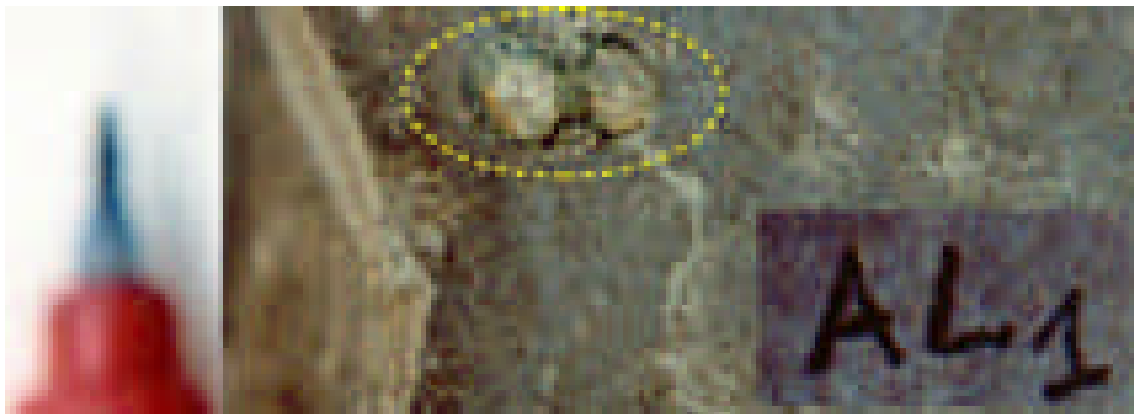


Fig. 2.11 – Exemplar de *Delgadella sousai* encontrado no corte da estação dos caminhos-de-ferro em Alconera, Espanha. A formação de Alconera é estratigraficamente considerada equivalente à Formação Vila Boim.

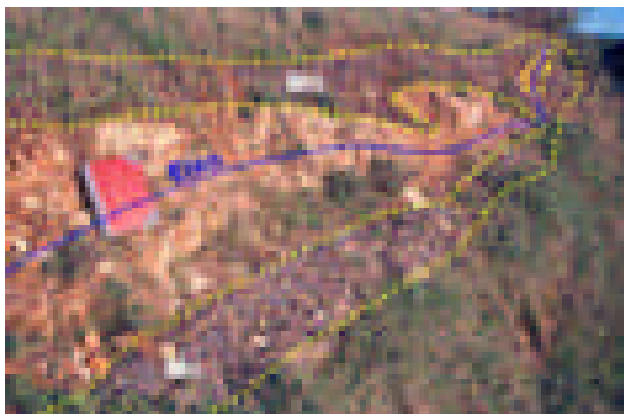


Fig. 2.12 – Aspecto do afloramento do quartzito impregnado com óxidos de Fe e Mn, na estrada S. Romão – Juromenha. Observam-se os flancos de uma dobra isoclinal com plano axial N35°W,40°NE. Como caso particular esta rocha apresenta granada (Espessartite – $Mn_3Al_2Si_2O_{12}$) devido ao metamorfismo de contacto com a intrusão de Pêro Lobo.

Fig. 2.13 – Afloramento de quartzito impregnado com Mn em posição estratigráfica equivalente ao representado na figura anterior, cerca de 26 Km a NW. Local a 100 a sul do Monte da Giralda, acesso pela EN 372, a NW de Santo Aleixo.



2.2.3. Sector de Estremoz – Barrancos

Este sector que se prolonga para SE desde Sousel – Estremoz até Barrancos continuando em Espanha para a área de Hinojales, contacta a norte com o sector de Alter do Chão – Elvas, cuja natureza do limite já acima referimos. O limite meridional corresponde ao acidente de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1989) (Fig. 2.14). Neste sector individualizam-se duas estruturas geológicas principais; o **anticlinal de Estremoz** e o **sinclinal de Terena**.

A sequência estratigráfica mais completa ocorre na região de Barrancos (Delgado, 1908 & Perdigão et al., 1982, *In*: Gonçalves et al., 1993; Piçarra, 2000), na área de Estremoz nem todas as unidades foram até agora seguramente identificadas (Piçarra, 2000).

A continuidade lateral das unidades que apresentam uma constância litológica em todo o sector permite a adopção da terminologia usada na região de Barrancos em Estremoz (Piçarra, 2000). Oliveira (1984), não utilizou este critério o que se por um lado ajuda na localização das estruturas por apresentar nomes locais, por outro dificulta a correlação entre as diferentes unidades. O quadro 2.2, sintetiza a correlação entre as designações das diferentes formações.

A sequência estratigráfica geral está representada no sinclinal de Terena (Fig. 2.14). Os terrenos mais antigos constituem uma sequência de xistos e psamitos que passa a ser mais rica em grauvaques para o topo. Os grauvaques são mais abundantes no flanco ocidental do sinclinal de Terena, onde é designada por Formação de Ossa (Fig. 2.15). Na parte oriental do sector (região de Vila Viçosa - S. Romão) aquelas litologias são semelhantes às da Formação de Fatuquedo do sector de Alter do Chão – Elvas. Ainda nesta região ocorre,

no topo da unidade, um nível quartzítico com óxidos de Fe e Mn que é interpretado por Oliveira, V. (1984) como marcando a ausência de sedimentos do Câmbrio superior, facto que não foi até agora possível confirmar (Gonçalves *et al.*, 1993).

	Oliveira <i>et al.</i> , (1991); Piçarra (2000)	Oliveira, V. (1984)	
	FORMAÇÃO		
IDADE		Sector NE	Sector SW
Câmbrio inferior	Vila Boim	Vila Boim	Ferrarias
	Barra quartzítica	Barra quartzítica	–
Câmbrio médio	Terrugem (?)	Padrão – Avessadas	–
	–	Forte Ferragudo	–
	Fatuquedo	Briôa – São Romão	–
Ordovício	Discordância câmbria – ordovícica	Discordância câmbria – ordovícica	Discordância câmbria – ordovícica
	Barrancos (a parte mais alta é designada por Formação dos Xistos com <i>Phyllocytes</i> – apenas definida na região de Barrancos)	Nave – Vara	Saboeiros
Silúrico	Colorada	Vale da Ursa	
	Xistos com Nódulos (Hortinhas, Carvalhosa, 1987)	Mociços	Mociços
	Xistos Raiados	Charneca	Charneca
	–		Vieiros
Pós-Silúrico	Monte das Russianas	–	–
	Terena		
			Complexo ígneo e rochas associadas

Quadro 2.2 – Designação e equivalência entre formações do Sector de Estremoz – Barrancos, segundo os autores citados.

A idade da Formação de Ossa/Formação de Fatuquedo é desconhecida, sendo considerada do Câmbrio médio por correlação com

litologias semelhantes situadas a norte de Aracena e que estão datadas daquela idade (ver discussão no capítulo seguinte).

Sobre esta formação e de tal modo gradual que no campo a separação se afigura deveras difícil, ocorre a Formação de Barrancos que é constituída por uma alternância de pelitos e siltitos de espessura milimétrica, com tonalidades cinzentos-escuros e esverdeados (Fig. 2.16). Para o topo da sequência há um aumento da fracção arenítica. Na região de Barrancos, Piçarra (2000) separou e caracterizou o topo da Formação de Barrancos designando-a por “Xistos com Phyllocytes” (Fig. 2.16) devido à presença de icnofósseis. Esta formação está particularmente bem exposta na “Pedreira de Mestre André”, em Barrancos. Os sedimentos mais finos arroxeados (“borra de vinho”), que são característicos desta formação na região de Barrancos estão praticamente ausentes a NW. Na região de Rosário (Alandroal) há tufos e tufitos intercalados na parte superior da sequência (Oliveira, V., 1984).

Também intercalados na Formação de Barrancos estão os basaltos alcalinos (Mata & Munhá, 1985), presentes em ambos os flancos do anticlinal de Estremoz.

Segundo Piçarra (2000), parte da Formação de Barrancos será seguramente do Lanvirniano inferior, devido à presença, na região de Barrancos, de graptólitos daquela idade. O mesmo autor não exclui que a idade da mesma possa atingir o Câmbrio superior, dada a aparente continuidade sedimentar com a formação subjacente.

Aparentemente sem descontinuidade estratigráfica ocorre sobre a Formação de Barrancos uma sucessão (20-30m) de psamitos micáceos e quartzitos (Formação de Colorada), ocupando este o topo da mesma e com espessura inferior a 5m na região de Estremoz; em Barrancos a possança é substancialmente superior originando mesmo relevos importantes (*i.e.* Serra Colorada).

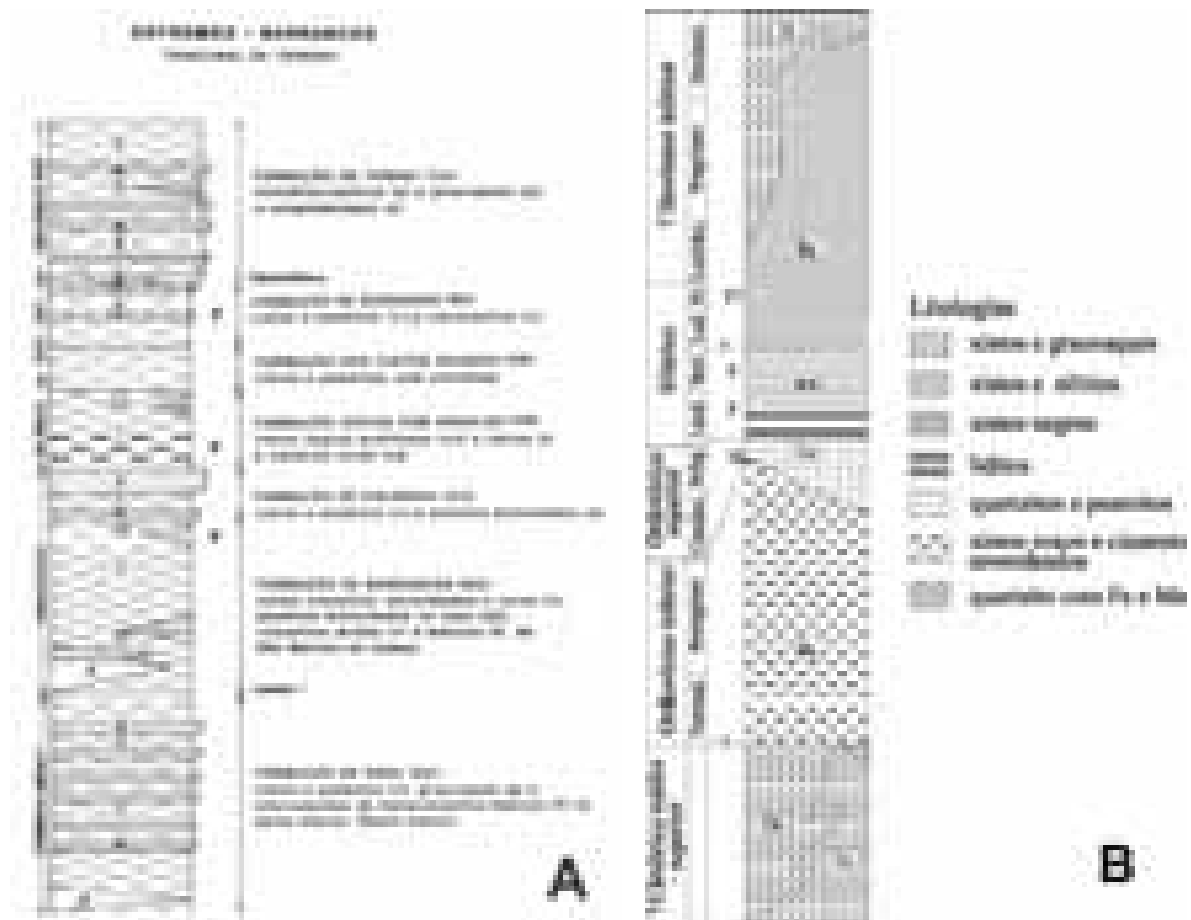


Fig. 2.14 – Sequências estratigráficas do Paleozóico do sector de Estremoz – Barrancos (A – segundo Oliveira *et al.*, 1991 e B – segundo Piçarra, 2000).

Localmente os psamitos micáceos apresentam níveis conglomeráticos com clastos essencialmente de quartzito numa matriz pelítica (Fig. 2.17).

A presença deste conglomerado subjacente aos sedimentos silúricos, pode marcar a influência da sedimentação glacio-marinha correspondente à glaciação do final do Ordovícico, facto que terá de ser comprovado. Por exemplo, na região de Borba, em local indicado por Oliveira, J. T. (1991 e comunicação pessoal), constatámos que este aspecto textural não seria causado por efeitos sedimentogénicos mas dever-se-ia antes à interrupção dos níveis centimétricos mais competentes por estiramento paralelo aos estratos sedimentares no seio de uma matriz pelítica escura (xisto negro).

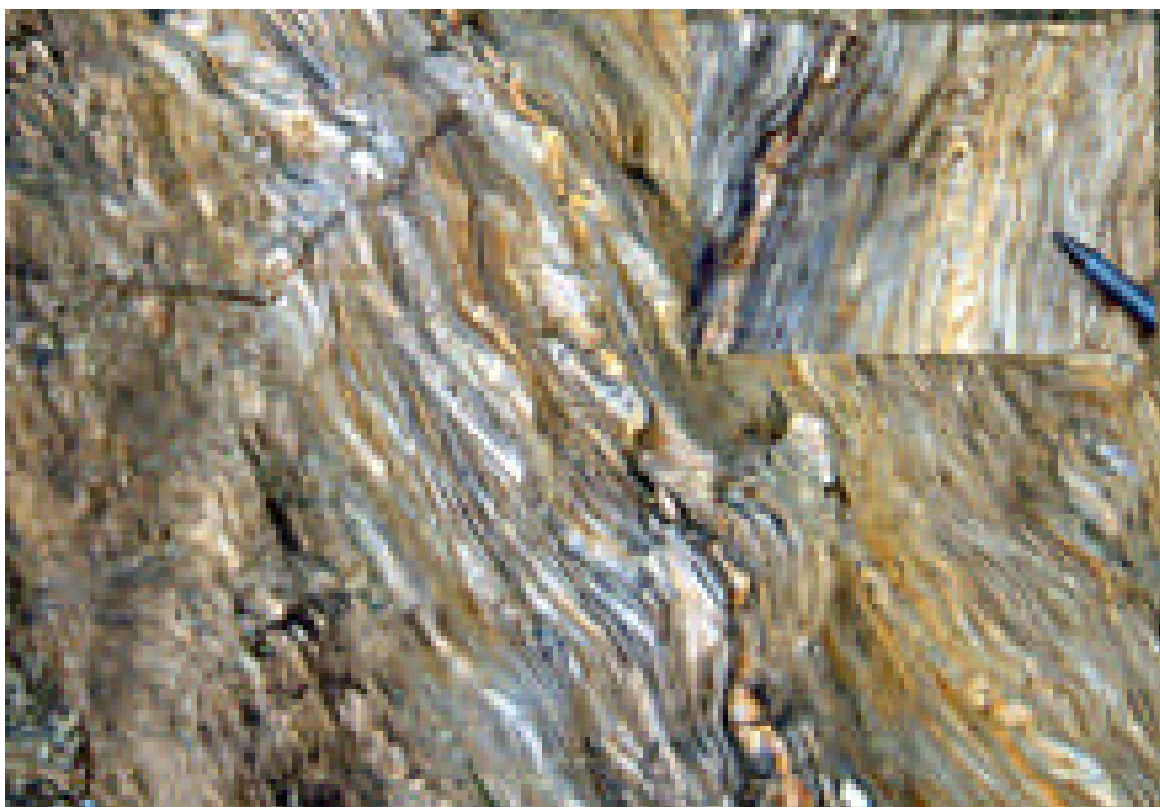


Fig. 2.15 – Aspecto da alternância milimétrica de leitos pelíticos da Formação de Ossa na EN 373, entre Redondo e Alandroal.



Fig. 2.16 – Aspecto dos “Xistos com Phyllocytes”. A presença constante de icnofósseis caracteriza a parte superior da Formação de Barrancos que, na região de Barrancos, toma a designação particular de “Xistos com Phyllocytes”. Pedreira do Mestre André, na EN 258, estrada de Barrancos para Encinasola, Espanha.

Somos de opinião que este assunto ainda não está devidamente esclarecido pois faltam os estudos sedimentológicos que permitam, para além de caracterizar os sedimentos, estimar também a sua proveniência.

Por outro lado, quando se observam estes fenómenos de disrupção em horizontes interestratificados, é muito provável que se tenham originado em regime sinsedimentar com turbidez ou *slumping* ou por fenómenos tardis sedimentares antes do processo de litificação estar concluído, daqui resultando um aspecto textural brechóide que poderia ser levado a ser considerado de origem glaciogénica.

A Formação de Colorada, na região de Estremoz, não forneceu quaisquer fósseis até ao momento, sendo porém considerada do Ordovícico superior e até com possibilidade de atingir a base do Silúrico inferior. Esta idade foi já confirmada com graptólitos, na região de Barrancos (Piçarra, 2000).

Sobre a Formação de Colorada depositou-se a Formação dos Xistos com Nódulos, pouco espessa (até 50m) e constituída por liditos e xistos negros carbonosos, localmente com nódulos siliciosos (Fig. 2.17). Esta sequência repete-se várias vezes desde o contacto com a Formação de Terena, a ocidente, até ao nível quartzítico com Fe e Mn de São Romão, como resultado do dobramento Varisco. Esta repetição tectónica é confirmada pela existência das mesmas espécies de graptólitos na maioria dos alinhamentos da Formação dos Xistos com Nódulos. As biozonas de graptólitos até agora identificadas estão compreendidas entre a parte inferior do Landoveriano (Rhuddaniano) e a parte alta do Venloquiano (Homeriano) (Piçarra, 2000).

A Formação dos Xistos com Nódulos está envolvida por extensa sequência de xistos e quartzitos que em conjunto foram considerados do Silúrico (Gonçalves *et al.*, 1974; Carvalhosa *et. al.*, 1987). Cartografia geológica recente, alicerçada em dados bioestratigráficos, mostra que a maioria destas

litologias são referíveis às Formações de Fatuquedo, Barrancos e Colorada (Piçarra, 2000).

Também neste caso, a separação cartográfica é extremamente difícil. Para além da semelhança litológica entre unidades, que por vezes se faz de modo gradual, os limites entre duas formações adjacentes também é controlado por processos sinsedimentares, decorrentes da paleogeografia em bacia de afundimento com tectónica extensional activa, o que origina falhas normais que induzem a disrupção das bancadas ainda não consolidadas. Posteriormente, dá-se a inversão tectónica e mais uma vez estes limites mecânicos são reactivados e/ou afectados por dobramento; em seguida ocorrem cisalhamentos com movimentação longitudinal paralela ao orógeno e finalmente sucedem-se acidentes frágeis que deslocam ainda mais os limites litológicos, agora transversalmente em relação às estruturas previamente formadas.

A Formação dos Xistos Raiados (Delgado 1908; Oliveira, 1984; Gonçalves *et al.*, 1993; Piçarra, 2000) constitui uma alternância de finos leitos de pelitos e siltitos. Delgado (1908) notou que estes materiais se encontravam associados aos calcários e brechas do Complexo Ígneo de Barrancos e aos “encraves” com fósseis devónicos, hoje considerados pertencentes à Formação do Monte das Russianas (Piçarra, 2000) que lhe é estratigraficamente superior. A existência da Formação dos Xistos Raiados na região de Estremoz, embora reconhecida³, não era referenciada com segurança antes dos trabalhos de Piçarra (2000). Para este autor há um conjunto xisto – quartzíco a envolver os anticlinais de Estremoz e Ferrarias e flanco oriental do sinclinal de Terena, que se pode paralelizar à Formação dos Xistos Raiados da região de Barrancos. No entanto, dada a semelhança entre

³ Correspondente à Formação da Charneca de Oliveira, 1984.

esta e a Formação de Barrancos por vezes a separação é difícil. Em Carvalho *et al.* (1987) é ainda referida a Formação das Hortinhas (Fig. 2.18), representada no flanco sudoeste do sinclinal de Terena constituída por xistos cinzentos a negros, com alterações avermelhadas e esbranquiçadas, com intercalações de liditos e xistos ampelitosos. Estes materiais referidos em Carvalho, *et al.*, (1987) passam a compreender as formações de Xistos com Nódulos e Xistos Raiados. A jazida graptólítica mais importante, ocorre nas proximidades da Fonte Ferrenha – Monte do Alfaval (EN 254, Km 9 – Redondo – Bencatel), o conteúdo fossilífero aí encontrado permite datá-la do Landoveriano superior (ou seja Silúrico inferior) (Delgado, 1908 e Jaeger, H. *in* Carvalho *et al.*, 1987, sem referência). Litologias equivalentes à Formação de Russianas, definida na região de Barrancos, não foram até agora identificadas em Estremoz.

No topo da sequência e apenas reconhecida como tal, a sudoeste do anticlinal de Estremoz, ocorre a Formação de Terena.

2.2.3.1. Problemática relativa à idade da Formação de Terena

A litoestratigráfica sumária envolvente ao sinclinal de Terena foi descrita nos parágrafos precedentes (Fig. 2.14). Relativamente à estrutura sinclinal propriamente dita, a Formação de Terena constitui a maior parte do seu núcleo, e define-se como uma sequência turbidítica, tipo "flysch", com pelitos, grauvaques e algumas intercalações de conglomerados.

A história da evolução do conhecimento da idade da Formação de Terena é importante, pois aí reside uma das bases fundamentais da tectonoestratigrafia de toda a Zona de Ossa – Morena, em particular os sectores centrais e setentrionais.

No passado, a Formação de Terena foi considerada do Devónico inferior (Teixeira, 1951; Teixeira & Thadeu, 1967), do Devónico superior (Ribeiro *et al.*, 1979, Perdigoão *et al.*, 1982; Chacon *et al.*, 1983) ou mesmo do Carbónico inferior (Schermerhorn, 1971). Mais recentemente, através do estudo de graptólitos, é defendida uma idade de Devónico inferior para esta formação (Piçarra (1997, 1998 e 2000). Esta idade também é confirmada pelo estudo de palinórfos (Z. Pereira *et al.*, 1998). Deste modo haveria uma sequência sedimentar contínua desde o Silúrico.

A existência ou não de uma discordância na base da Formação de Terena constitui uma questão importante pelos constrangimentos que impõe relativamente à tectonogénese varisca da Zona de Ossa – Morena. A este assunto voltaremos nas considerações finais. Neste particular importa ainda referir a assimetria da espessura das formações silúricas no flanco Sul do sinclinal de Terena (20 a 30 metros) que contrasta com as centenas de metros que a série parece apresentar no flanco Norte (Silva, 1997). Segundo o autor referido, este facto sugere a existência de um importante acidente extensional regional de baixo ângulo materializado pelo flanco Sul de Terena, inibindo aí a deposição do Silúrico e definindo a geometria da bacia durante o Devónico inferior. O predomínio de fácies grauvacóides e conglomeráticas no flanco SW de Terena, e de termos mais finos no flanco NE, sugere a existência de uma estrutura em hemi-graben com afundimento pronunciado do flanco Sul (Silva, 1997). O reconhecimento de uma primeira fase de deformação sobre os sedimentos ante-Devónicos da Bacia de Terena de acordo com a componente transpressiva esquerda, permite supor que tivesse sido este o regime responsável pela estruturação da primeira fase em todo este sector da Zona de Ossa – Morena desde o Paleozóico inferior (Silva, 1997).

Ainda segundo Silva (1997), a geometria do acidente que materializa o

Fosso de Terena deve ser paralela ao flanco Sul do sinclinal e prolongar-se em profundidade até atingir uma zona de ruptura infracrustal. Esta observação, de certo modo, estaria de acordo com o padrão cartográfico ilustrado na Folha Sul da Carta Geológica de Portugal na escala 1:500.000 (Instituto Geológico e Mineiro, 1992).

O alinhamento a Norte do Sinclinal de Terena ao longo da Mina do Bugalho – Vila Nueva del Fresno – Barrancos, manifesta a presença de um complexo ígneo com características vulcânicas e sub-vulcânicas em associação com rochas carbonatadas, denominado de "calcários e diabases" por Nery Delgado (1908) e considerado "brechas de intrusão e colapso" ou "diatremas", por Victor Oliveira (1984). Este complexo ígneo apresenta características de actividade desde fases precoces como provam episódios de sedimentação envolvendo conglomerados com elementos vulcânicos e carbonatados de idade incerta, prolongando-se a actividade vulcânica a fases pós-existent da primeira fase (Silva, 1997).

O desaparecimento destas ocorrências para NW nas imediações do Anticlinal de Estremoz pode indicar o atenuar da superfície de ruptura em profundidade e sua substituição por acomodação espacial por dobramento (Silva, 1997). Dobras de primeira fase⁴ descritas por Lopes (1995) no Anticlinal de Estremoz, vergentes para Oeste, encontram-se de acordo com estruturas correlativas do sector de Barrancos, como o Cavalgamento do Cuco, e com um transporte segundo cisalhamento esquerdo ao longo da interface de ruptura.

O mecanismo encontra certa similitude com uma estrutura do tipo "*roll-over*" por parte de um proto-anticlinal de Estremoz em relação a uma

⁴ Ver foto, com esquema interpretativo, de dobra de primeira fase na pedreira ABV – Pardais no Cap. 5.

falha normal lítrica em regime transpressivo-transtensivo esquerdo durante a primeira fase (Silva, J. B., 1997). O desnudamento que teve lugar durante o Silúrico sobre o flanco Sul da estrutura de Terena, teria sido compensado por encurtamento por dobramento no sector de Estremoz, ficando assim delineadas já durante a primeira fase as estruturas respectivas ao Sinclinal de Terena e Anticlinal de Estremoz, acentuadas com a cinemática da segunda fase que se seguiu.

Relativamente às sequências silúrico/devónicas, Piçarra (2000) apresentou para a região de Barrancos – Granja uma correlação entre as diferentes formações (Fig. 2.19).

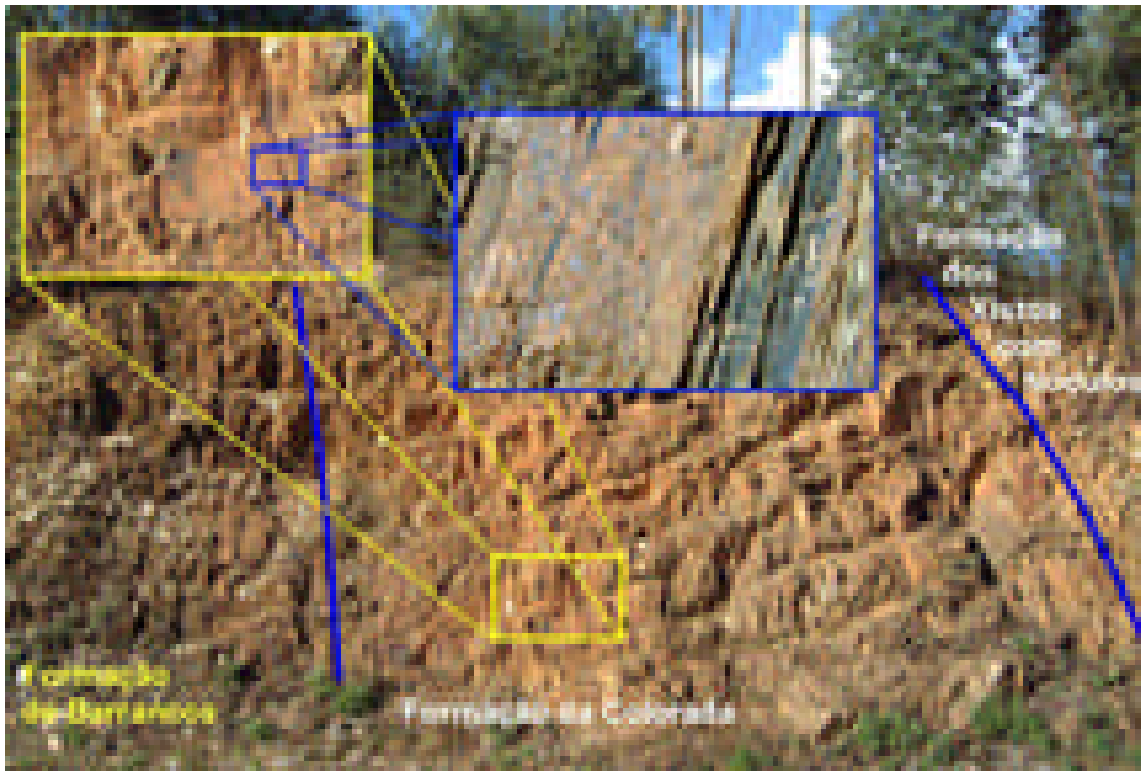


Fig. 2.17 – Flanco ocidental do sinclinal de Terena. Da esquerda para a direita (SW para NE), passagem da Formação de Barrancos à Formação da Colorada e à Formação dos Xistos com Nódulos. No pormenor ao centro pode-se observar “*graded bedding*” nos níveis conglomeráticos, com base para sudoeste. EN 373, entre Redondo e Alandroal.



Fig. 2.18 – Vários aspectos da Formação das Hortinhas (=Formação dos Xistos Raiados). Em baixo à direita podem-se observar truncaturas nos estratos que indiciam a presença de escorregamentos gravíticos sinsedimentares. Estrada municipal Terena – Hortinhas, junto a esta última povoação.

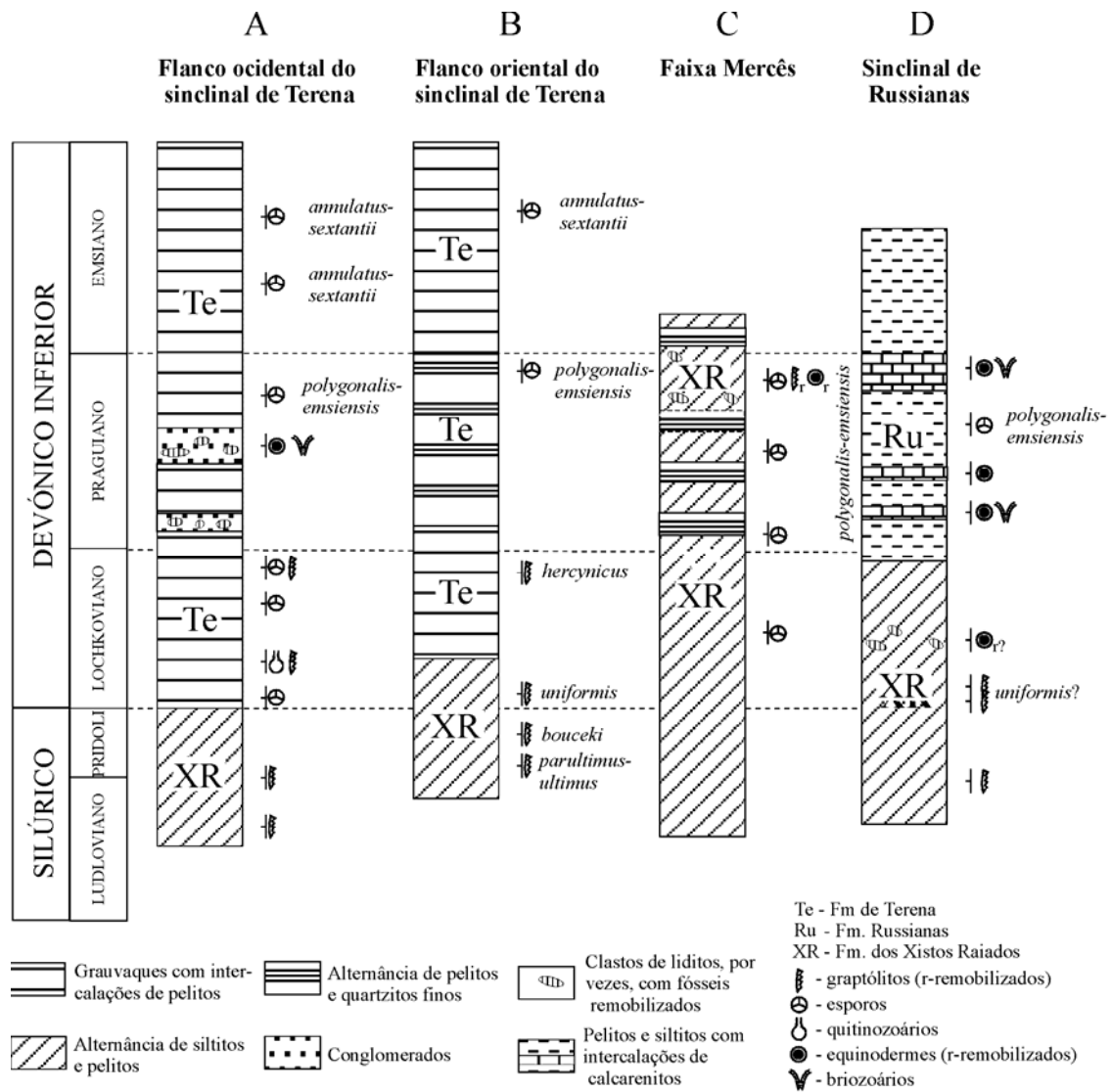


Fig. 2.19 – Colunas estratigráficas esquemáticas das Formações dos Xistos Raiados, Russianas (ou Formação Monte das Russianas) e Terena, nas principais estruturas geológicas da região de Barrancos – Granja. *In*: Piçarra (2000).

2.2.3.2. Estratigrafia do Anticlinal de Estremoz

Como já se fez referência, no sector de Estremoz – Barrancos individualiza-se o anticlinal de Estremoz. Este apresenta uma forma elíptica (45 x 8 Km) que se prolonga, segundo o eixo maior, desde a povoação do Cano a noroeste até Alandroal a sudeste.

A sua individualização como unidade geológica distinta já constava da edição de 1899 da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500.000 (Delgado & Choffat, 1899), no entanto não apresentava qualquer separação litológica interna. A primeira referência bibliográfica do anticlinal de Estremoz que faz uma descrição geológica desta estrutura e estabelece equivalências entre os xistos aflorantes no núcleo anticlinal ("Xistos de Mares") com as formações similares de Portalegre, Tomar e Abrantes, contudo não separou as formações carbonatadas e dolomíticas de Estremoz destes "Xistos de Mares" deve-se a Nery Delgado (1905, In: Gonçalves & Coelho, 1974). Na carta geológica de Portugal na escala 1:1.000.000 de 1952, estas unidades já vêm separadas. Foi Carrington da Costa (1931, *in*: Gonçalves & Coelho, 1974) primeiro, e Teixeira (1953; 1966, *in*: Gonçalves & Coelho, 1974) depois que os separaram tendo-lhes atribuído idade câmbrica.

Embora a idade das formações seja ainda motivo de discussão, desde há muito que a sequência litológica do anticlinal de Estremoz é bem conhecida (Gonçalves, 1971, 1972 e 1973; Carvalho, D. *et al.*, 1971; V. Oliveira, 1984) (Figs. 2.3, 2.20).

Sinteticamente, a sequência estratigráfica inicia-se com o soco Proterozóico que se designa por Formação de Mares. Esta é constituída por xistos negros, chertes e grauvaques e sobre ela repousa discordantemente a Formação Dolomítica. No anticlinal de Estremoz a Formação Dolomítica é constituída, da base para o topo por conglomerados, arcoses, vulcanitos ácidos a básicos, calcários dolomíticos e calcíticos, intercalados, por vezes xistificados. Por comparação litoestratigráfica com a Formação Carbonatada de Elvas considera-se de idade câmbrica inferior. Praticamente no topo da Formação Dolomítica e por todo o anticlinal, ocorre um horizonte silicioso descontínuo (ver adiante), localmente mineralizado com sulfuretos, que tem sido referido como marcador de uma importante lacuna, resultante da

exposição subaérea dos carbonatos durante o Câmbrico médio e superior, o que localmente teria provocado carsificação e silicificação (Oliveira, V., 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987). Esta conclusão baseava-se no pressupostos de o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz ser de idade ordovícica, sem negar esta hipótese veremos em seguida como interpretamos a existência de um período erosivo no interior da sequência estratigráfica de Estremoz.

ANTICLINAL DE ESTREMOZ

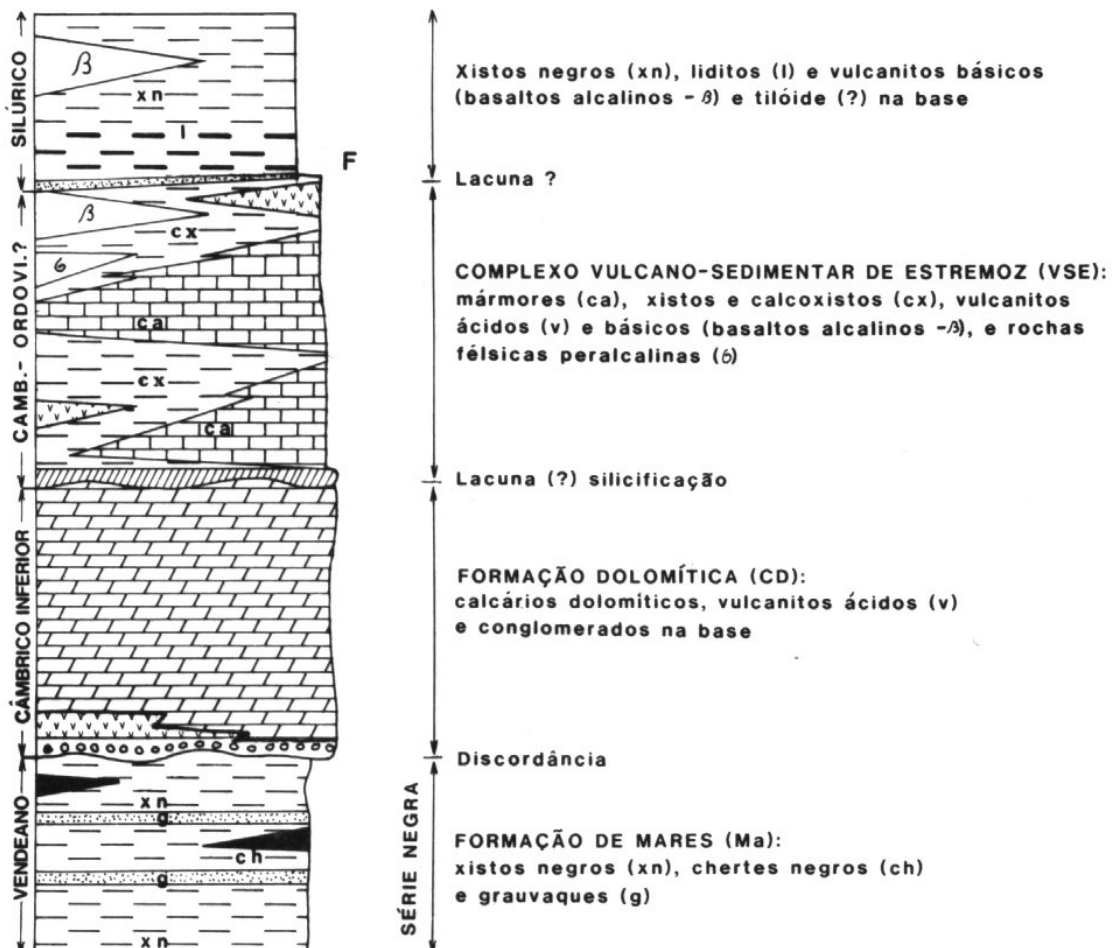


Fig. 2.20 – Coluna litoestratigráfica do anticlinal de Estremoz, *in*: Oliveira *et al.*, (1991).

Sobre esta “discordância” está o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, constituído por mármore e calcários com intercalações de vulcanitos ácidos e básicos.

Um aspecto importante relacionado com a acumulação de camadas de carbonatos com centenas ou milhares de metros de espessura é que implica que concomitantemente com a formação dos calcários, algo deve ocorrer para que a produção de carbonatos se mantenha a cerca de 70 metros de profundidade, bem abaixo das actividades erosiva das ondas. De facto estas espessas acumulações devem ser acompanhadas quer pela subsidência do depocentro, quer pela subida do nível do mar ou por ambas⁵. Actualmente formam-se carbonatos nas grandes plataformas carbonatadas, que ocorrem em mares tropicais e subtropicais pericontinentais (mares marginais ou de plataforma), de temperaturas elevadas, boa luminosidade, pouca profundidade, e onde se verifique uma ausência de contaminação por material sedimentar detrítico (*e.g.* Einsele, 1992).

2.2.3.2.1. Carsificação Paleozóica no anticlinal de Estremoz

Efectivamente existem claros indícios que apontam para a exposição aérea de parte da sequência estratigráfica de Estremoz. Pelo que nos foi dado observar, esta exposição aérea e consequente carsificação não ocorreu imediatamente sobre a Formação Dolomítica, uma vez que afecta claramente os níveis inferiores de mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz (Fig. 2.21). No entanto, não é possível saber ao certo qual a espessura de materiais do complexo que já se teria sido formado

⁵ <http://madmonster.willians.edu/geos.302/L.21.html>

antes da carsificação. Registamos apenas que todos os indícios similares aos representados na Fig. 2.21 se observaram em afloramentos correspondentes à parte inferior do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, estratigraficamente a algumas dezenas de metros acima da Formação Dolomítica.

Futuros estudos palinológicos a levar a cabo sobre os conteúdos destas cavidades cársticas, poderão trazer informações acerca a idade do evento de exumação. O facto de estes preenchimentos apresentarem xistosidade, aponta seguramente para um período anterior, pelo menos à 2ª fase de deformação varisca, concordando com a existência de regimes de exumação tectónica na área do anticlinal.

2.2.3.2.2. O horizonte silicioso no anticlinal de Estremoz e a separação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz da Formação Dolomítica.

A existência deste horizonte é indiscutível. Existe continuamente em todo o anticlinal e ocupa uma posição litoestratigráfica bem definida.

Efectivamente, a posição deste horizonte silicioso não controla a separação entre os mármore, francamente calcíticos, com granularidade média⁶ das litologias texturalmente mais finas⁷ (dolomitos *l.s.*). Pelo contrário, situa-se francamente dentro do que é designado por Formação Dolomítica⁸.

⁶ Mármore do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

⁷ Formação Dolomítica.

⁸ Na zona de transição entre o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e a Formação Dolomítica, a separação macroscópica entre mármore calcíticos e dolomíticos é extremamente difícil e mesmo o ataque químico com HCl não é muito fiável dado que os dolomitos não sendo puros apresentam sempre alguma efervescência,

Assim, a maior concentração de sílica com pirite associada encontra-se litoestratigraficamente 5 a 10 metros abaixo do aparecimento dos cristais mais finos com arranjo granular centimetricamente homogêneo (Formação Dolomítica). Acontece que está sempre presente e constitui um nível guia muito bem definido.

Embora voltemos a falar do assunto, referiremos que nos mármore explorados em Danby, estado de Vermont – Estados Unidos da América, em sequência estratigráfica que consideramos equivalente à de Estremoz, este horizonte também está presente, ocupa posição similar e é em tudo semelhante ao que ocorre no anticlinal de Estremoz.

Este “horizonte”, constituído por quartzo, invariavelmente com pirite⁹ associada foi detectado nas sondagens que ultrapassaram o limite inferior do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e entraram algumas dezenas de metros na Formação Dolomítica (Fig. 2.22-B). Em afloramento os cristais de pirite são muito raros mas observam-se frequentemente¹⁰ excelentes pseudomorfozes de pirite em óxidos/hidróxidos de Fe e/ou Mn¹¹, originadas em consequência da deslocação daqueles materiais para um ambiente geoquímico claramente oxidante, induzindo a transformação dos sulfuretos em óxidos (Fig. 2.22-A). A caracterização mineralógica destes materiais encontra-se em curso (Nogueira *et al.*, *in prep.*).

pelo que adoptou a variação granulométrica e o arranjo textural dos cristais como metodologia para distinguir as duas unidades de natureza carbonatada.

9 Carvalhosa *et al.*, (1987) também refere teores geoquímicos particularmente elevados em Cu e Zn e daí a ocorrência de calcopirite e esfalerite em profundidade (Vintém, comunicação oral).

10 Por todo o lado no anticlinal, próximo da interface Formação Dolomítica / Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

11 Uma caracterização mais precisa foi agora iniciada (Nogueira *et al.*, *in prep.*). Entre os minerais ou associações de minerais que se esperam encontrar contam-se: goethite, limonite, psilomelano, e manganite.

Em afloramento, para além deste horizonte silicioso difuso encontramos ainda concentrações de quartzo com pirite associada em posição estrutural definida pelas dobras de segunda fase. As diferenças reológicas entre o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e a Formação Dolomítica foi seguramente responsável pela abertura de espaços onde se viriam a acumular enormes quantidades de quartzo (Fig. 2.23). Este facto pode ser corroborado por observação directa em vários afloramentos (v.g. Torre, v.g. Vigária, Monte da Nora, v.g. Barrada, etc.), nas proximidades onde o limite Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz / Formação Dolomítica intersecta a superfície (Fig. 2.24).

Macroscopicamente é possível distinguir as diferentes gerações de quartzo pela posição que ocupa na estrutura mas principalmente pelo aspecto textural macroscópico e colorimétrico que apresentam. Porque nunca foi um objectivo assumido não investigámos mais este assunto; referiremos apenas que quartzo branco de aspecto leitoso ou com textura fibrosa preenche as diáclases e falhas mais tardias ao passo que o quartzo com aspecto acinzentado e maciço preenche os espaços inter-estratos.

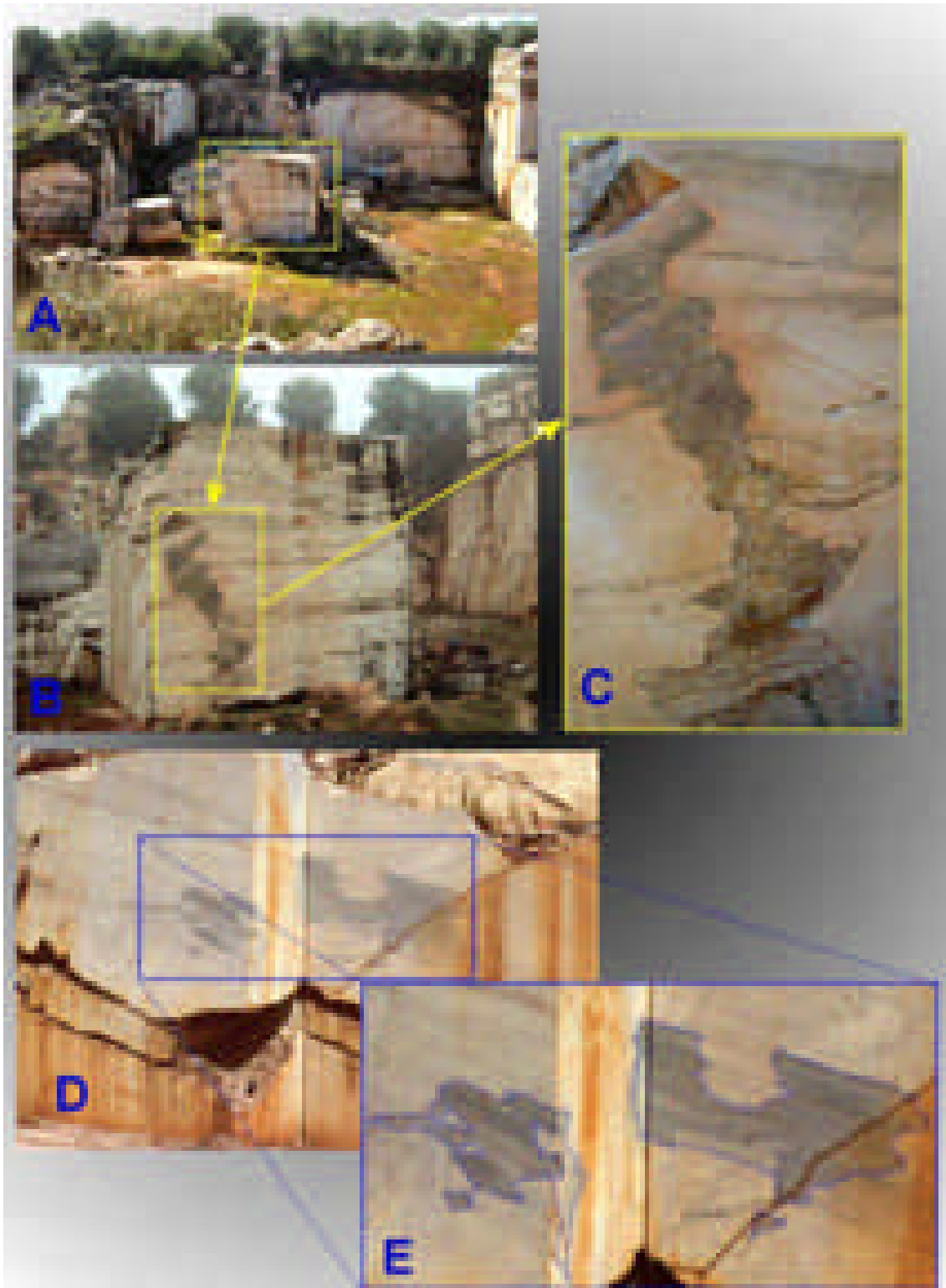


Fig. 2.21 – Aspectos morfológicos indicadores de um paleocarroso desenvolvido antes da actuação de fases de deformação compressivas do ciclo varisco. A análise microestrutural dos materiais que preenchem as cavidades cárnicas revela-se idêntica à das litologias encaixantes. Duas pedreiras entre o lugar de Cabanas e Vigária, a ocidente da EN 255 entre Vila Viçosa e Bencatel. Os aspectos figurados em A, B e C já não podem ser observados *in situ* pois os trabalhos de exploração do mármore já os removeram.

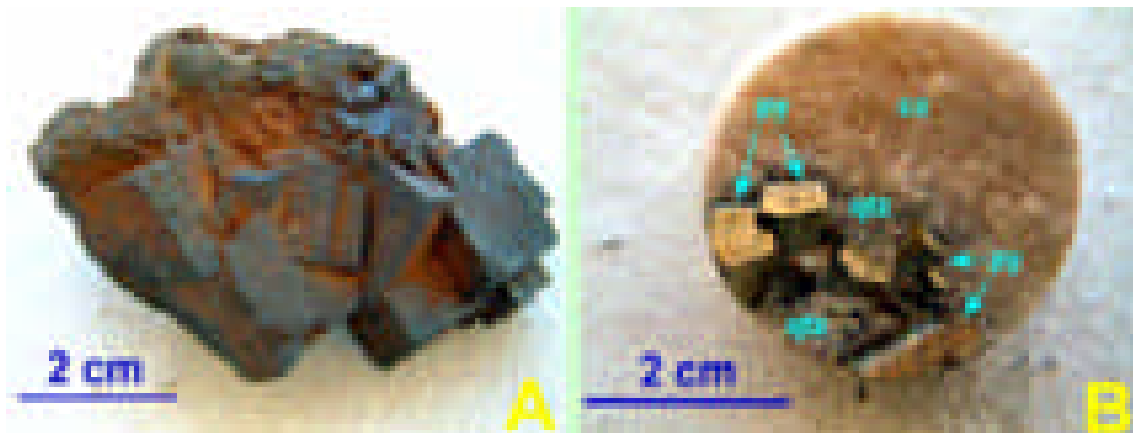


Fig. 2.22 – Dois aspectos de minerais euédricos que se encontram no “horizonte silicioso”.
A – aspecto encontrado à superfície e que corresponde a pseudomorfose de pirite transformada em óxidos de Fe e Mn, atente-se na perfeição da substituição que preserva as faces estriadas tão características dos cristais de pirite. B – amostra recolhida aos 380 metros de profundidade numa das sondagens realizadas (S6 – Cap. 5); py – pirite, qtz – quartzo e calcite – calcite/dolomite.

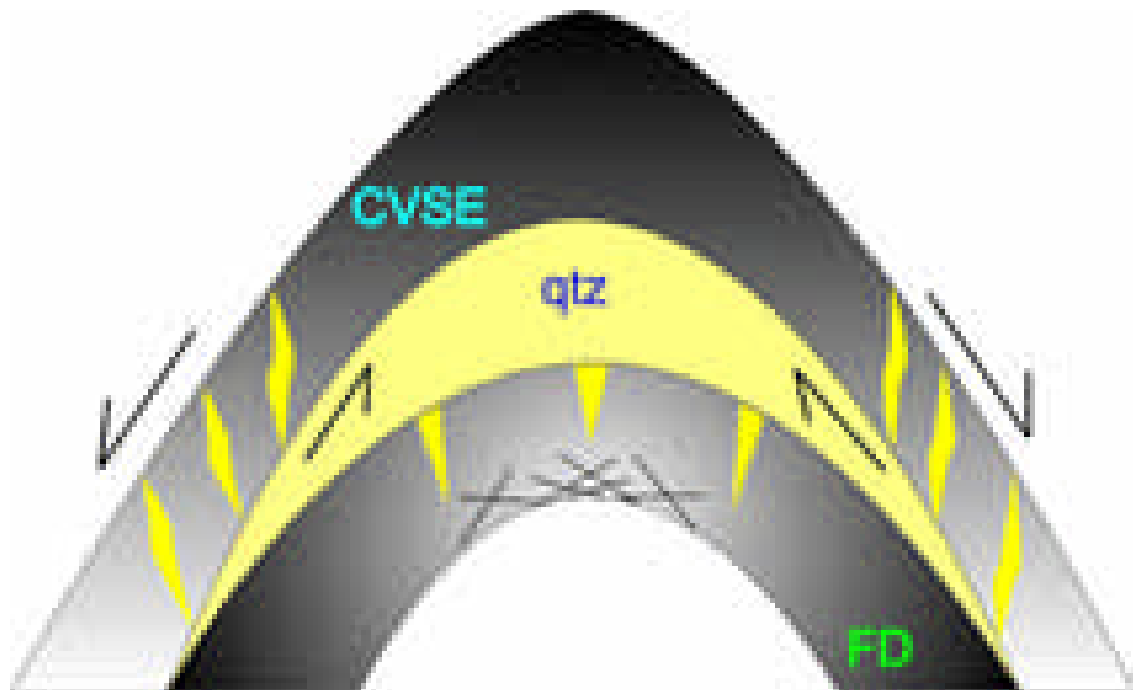


Fig. 2.23 – Representação esquemática da deposição de quartzo em fendas de tracção e espaços inter-estratos originados por contrastes reológicos entre camadas de mármore dolomítico (FD) e calcítico adjacentes (CVSE). qtz – quartzo.

Uma tal abundância de quartzo, apesar de não ser rara, levanta uma questão pertinente: Donde veio todo este quartzo?

1. Vulcanismo, por exemplo, imediatamente sobre os dolomitos representados na Fig. 2.24 - A, afloram vulcanitos ácidos;
2. Fixação biológica/química de oólitos silico-ferruginosos¹².
3. Concentração de sílica em resultado da exposição aérea e consequente erosão, das rochas que formariam o anticlinal, antes ou simultaneamente à sedimentação do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz;
4. Exsudação inter-estratificada de sílica por efeito do metamorfismo regional. Regionalmente este fenómeno ocorre, logo também é plausível que aqui ocorra;
5. Transformações mineralógicas que libertam sílica associadas à transformação calcite – dolomite que ocorreriam ainda durante a diagénese;
6. Transporte de sílica “*per descensum*” por diaclases e fracturas a partir de unidades sedimentares sobrejacentes no decorrer do processo de litificação; etc.

Esta análise paleogeoquímica reveste-se de grande importância pois a ausência de fósseis não permitiu até ao presente datar directamente a

¹² A ocorrência destes materiais no anticlinal de Estremoz foi-nos indicada por Victor Oliveira (comunicação oral) quando discutíamos a natureza do nível silicioso. Efectivamente, encontram-se, embora raramente (por exemplo, no sopé da encosta sudoeste do v.g. Vigária), fragmentos arredondados que lembram oólitos silico-ferruginosos. A origem e génese destes materiais não é clara pois, também se podem ter formado por erosão e rolamento das pseudomorfozes atrás referidas. Esta hipótese faz sentido pois sabemos que no Pliocénico / Quaternário à volta do anticlinal de Estremoz, com maior desenvolvimento no flanco sudoeste, existiu uma bacia de sedimentação responsável por sedimentos que preenchem localmente o carso “actual” (Lopes, 1995) e pela sedimentação da formação carbonatada holocénica do Cano, com maior expressão e desenvolvimento nas vizinhanças daquela povoação situada na terminação NW do anticlinal de Estremoz.

Formação Dolomítica e qualquer idade apontada tem-no sempre sido feita com base em correlações litoestratigráficas que apesar de correctas jamais se poderão considerar definitivas. Desde os primeiros trabalhos de Delgado (1905), que se considerava como única toda a sequência carbonatada de Estremoz. Foi a constatação da ocorrência deste horizonte que induziu outros autores a separar a sequência (Carvalhosa *et al.*, 1987). Sem mais dados concretos, esta ideia tem prevalecido, tanto mais que como já referimos este horizonte corresponde a um excelente nível guia que além do mais representa um contraste geomorfológico demasiado evidente para ser ignorado.

Por outro lado, como foi referenciado por Gonçalves (1972), no interior da Formação Dolomítica também ocorrem mármores xistificados e calcoxistos litologicamente comparáveis a certos níveis do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, e um observador menos atento poderia considerar estes afloramentos pertencentes àquele complexo. Embora apenas tenham expressão cartográfica importante na terminação periclinal NW do anticlinal de Estremoz, estas intercalações ocorrem um pouco por todo o planalto correspondente à Formação Dolomítica no anticlinal de Estremoz, pelo que merecem ser referidas. Como apontamento final dos parágrafos precedentes fica-nos bem clara a ideia que a datação das diferentes unidades do anticlinal de Estremoz é um assunto em aberto pois que, enquanto não se determinarem dados concretos *in situ* as comparações litoestratigráficas com quaisquer outras sequências serão mais ou menos aceites em função do peso dos argumentos que se utilizem para fazer prevalecer determinado ponto de vista.



Fig. 2.24 – Vários aspectos do horizonte silicioso em afloramento cerca de 50 metros a SE do v.g. Torre 2. Este afloramento situa-se precisamente sobre a superfície axial de primeira ordem do anticlinal de Estremoz e é um dos raros locais onde ainda é possível encontrar *in situ* as pseudomorfoses de pirite associadas a quartzo.

A – A verde está sublinhada a superfície de estratificação (S0) dobrada nos dolomitos da Formação Dolomítica, o eixo desta dobra mergulha 20° para S30°E. Neste local pode-se observar o dobramento concêntrico como representado na figura 2.23. A deformação heterogénea das várias camadas provoca movimentos diferenciais entre elas originando estrias de arraste sobre as camadas e perpendiculares ao plano axial (“slickenslides”) e espaços inter-estratos que foram preenchidos por quartzo. B – Pormenor da área em destaque a tracejado em “A” observado perpendicularmente ao plano de vista em “A”. À direita a vermelho destacam-se fendas de tracção *en échelon* indicadoras de cisalhamento esquerdo no flanco SW do anticlinal, tal como previsto na Fig. 2.23. C – Destaque para o dobramento polifásico dos filonetes de quartzo menos espessos. D a F – Vários aspectos das pseudomorfoses de pirite em óxidos e hidróxidos associadas a massas de quartzo disseminadas nos dolomitos.

Ainda assim, cabem mais algumas considerações. Por exemplo e como detectámos em várias sondagens¹³ e já referido atrás, a presença de sílica (quartzol!) associada a sulfuretos (Figs. 2.22. 2.24) não está exactamente na interface Formação Dolomítica /Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz mas encontra-se no interior da Formação Dolomítica, deste modo outras explicações podem ser apontadas para a existência deste nível, *i.e.* C. Ribeiro *et al.*, (2003) em estudo correspondente aos processos de chertificação e dolomitização das rochas do Carixiano de Sagres, a partir de dados de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, concluem que os referidos processos se devem a uma sucessão de etapas complexas e estruturalmente controladas onde nem a dolomitização nem a chertificação se podem considerar como primárias, apesar de interessante esta análise não se enquadra na presente tese pelo que não a desenvolveremos mais. No entanto, análise comparativa destes processos pós-Paleozóicos com os similares Paleozóicos que ocorrem nas formações carbonatadas (câmbricas) da Zona de Ossa – Morena (não só no anticlinal de Estremoz) constitui uma referência que nos pode ajudar a explicar a presença dos “níveis de sílica”. Esta poderá ser uma linha de investigação a desenvolver no futuro, uma vez que parece haver uma clara relação entre a tectónica e os processos de chertificação (C. Ribeiro & Terrinha, 1999; Terrinha & C. Ribeiro, 1998; Terrinha, 1998).

¹³ Ver exposição mais detalhada no Cap. 5.

2.2.3.2.3. Relações tectono-estratigráficas entre as estruturas de Estremoz e de Ferrarias.

Frequentemente referido na bibliografia é o paralelismo entre as estruturas de Estremoz e Ferrarias (Oliveira, 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991; Gonçalves *et al.*, 1993; Piçarra, 2000); a estrutura de Ferrarias é inclusivamente referida com sendo o “anticlinal de Estremoz em ponto pequeno” (Fig. 2.25).

Também reconhecemos a correspondência quando se equivalem os níveis mais antigos até à Formação Dolomítica. Relativamente ao Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz e ao suposto equivalente na estrutura de Ferrarias não reconhecemos que se trate da mesma unidade, em primeiro lugar mas não só, porque basicamente as respectivas assinaturas sedimentares são distintas. Em Estremoz correspondem a uma espessa série de carbonatos de plataforma com vulcanismo inter-estratificado ao passo que nas Ferrarias os carbonatos superiores são detríticos havendo indícios claros de transporte (paleocanais) fluvial (Fig. 2.26) sugerindo a proveniência exterior à estrutura dos clastos. Em cartografia o carácter lenticular pseudo discordante destes calcários também parece indiciar uma discordância (Fig. 2.25) Acresce o facto, aliás pouco importante, que a estrutura de Ferrarias é substancialmente menor do que o anticlinal de Estremoz, apenas tem 2500 metros de comprimento por 750 de largura, dispendo-se também segundo uma direcção NW-SE.

Por outro lado e mais importante ainda é facto de muitos fragmentos clásticos dos calcários com crinóides apresentarem uma foliação xistenta penetrativa que não se desenvolve nos calcários que apenas apresentam uma fase de deformação posterior e menos penetrativa (Fig. 2.27). Estes dados apontam para que estas rochas carbonatadas com crinóides se tenham

formado no período entre as fases variscas compressivas e indiciam uma importante actividade tectónica responsável pela génese de bacias de sedimentação. Estes calcários com crinóides (Fig. 2.28) não são únicos na Zona de Ossa – Morena, outros locais situados a SE, segundo o alinhamento estrutural, têm sido referidos (Piçarra, 2000). A noroeste junto ao limite com o Domínio de São Saturnino – Juromenha (ver Fig. 1.6) (a SW do sector de Alter do Chão – Elvas), próximo de São Saturnino também afloram algumas bancadas de calcários com crinóides, embora as possanças não ultrapassem uma dezena de metros (Fig. 2.29).

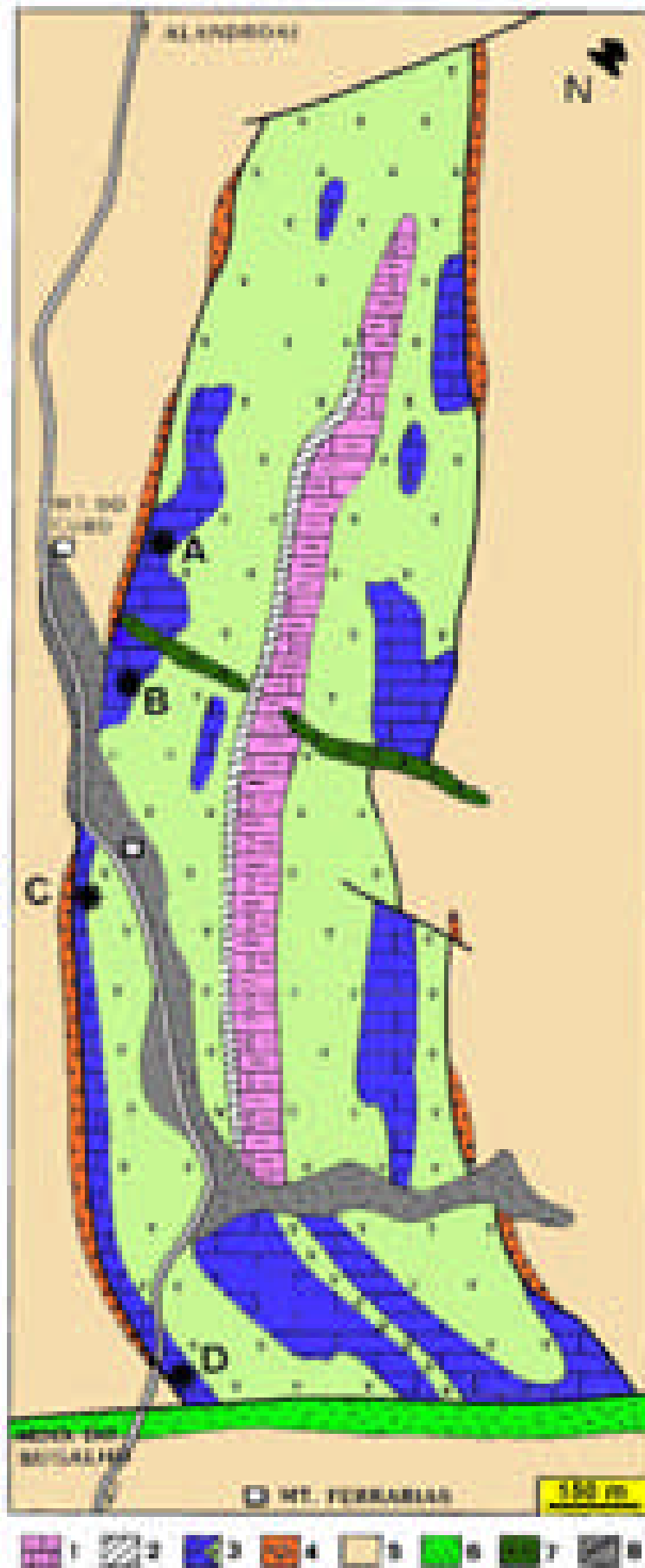


Fig. 2.25 – Mapa geológico da estrutura de Ferrarias, com a localização das principais jazidas de crinóides (A a D). Adaptada de Piçarra & Le Menn (1994).

- 1 – Formação Dolomítica;
- 2 – Horizonte silico-ferruginoso,
- 3 – Complexo Vulcano – sedimentar – carbonatado,
- 4 – Formação dos Xistos com nódulos,
- 5 – Formação dos Xistos Raiados,
- 6 – Aluvião,
- 7 – Dolerito,
- 8 – Falha.



Fig. 2.26 – Aspecto geral do “calcário com crinóides” do anticlinal de Ferrarias, onde se destaca a natureza essencialmente detritica da rochas. Os fragmentos líticos correspondem, entre outros a dolomitos e a xistos e xistos bandados afins das formações de Fatuquedo e Terrugem. A matriz é essencialmente constituída por carbonatos onde por alteração diferencial, se destacam os crinóides. A proveniência destes fragmentos é um assunto que merece ser tratado com a devida atenção pois pode esclarecer muitas das dúvidas que ainda persistem no que concerne à génese desta rocha. Amostra solta recolhida no ponto A – Fig. 2.25.



Fig. 2.27 – Pormenor da amostra anterior pondo em evidência as estruturas planares tectónicas nos fragmentos líticos (S1) e na rocha (S2). Esta relação de corte demonstra que a rocha se formou após o primeiro evento tectónico responsável pela génese da xistosidade S1. O clasto destacado à direita, pelo bandado que apresenta aponta para uma origem provável na Formação de Fatuquedo.



Fig. 2.28 – Pormenor do calcário com crinóides. Esta amostra representa o exemplar mais completo que até agora encontrámos. Ainda assim e devido à intensa recristalização que sofreu, não foi possível uma classificação rigorosa sequer a nível do género (segundo Le Menn, comunicação oral de Piçarra), os dados disponíveis apenas permitem confirmar a idade pós-Areginiano para estas formas (Piçarra & Le Menn, 1994).



Fig. 2.29 – Aspectos do calcário com crinóides que aflora próximo de S. Saturnino. Este nível pouco espesso, contacta a NE com a Formação de Fatuquedo e está a cerca de 40 metros do nível de Mn conotado com a discordância Câmbrico/Ordovícica, que neste local foi alvo de exploração mineira.

Tal como na estrutura de Ferrarias, também nos níveis estratigráficos mais altos do anticlinal de Estremoz, por exemplo nas proximidades do vértice geodésico “Carambo”, no Monte da Ruivina e no Monte Novo, entre outros locais (Fig. 2.30), sob os níveis de liditos datados por Piçarra (2000), ocorrem rochas com aspecto detrítico médio a grosseiro (Fig. 2.31). As rochas apresentam elementos figurados de natureza heterogénea e de contornos angulosos, características que indicam uma proximidade à fonte de alimentação.

Em afloramento observam-se critérios de cisalhamento esquerdo (Fig. 2.31), no entanto a análise microscópica mostra que a deformação que afectou estas rochas foi incipiente (Fig. 2.32 – 3) uma vez que os clastos angulosos se encontram dispersos na matriz e com poucos pontos de contacto entre eles (Fig. 2.32 – 3).

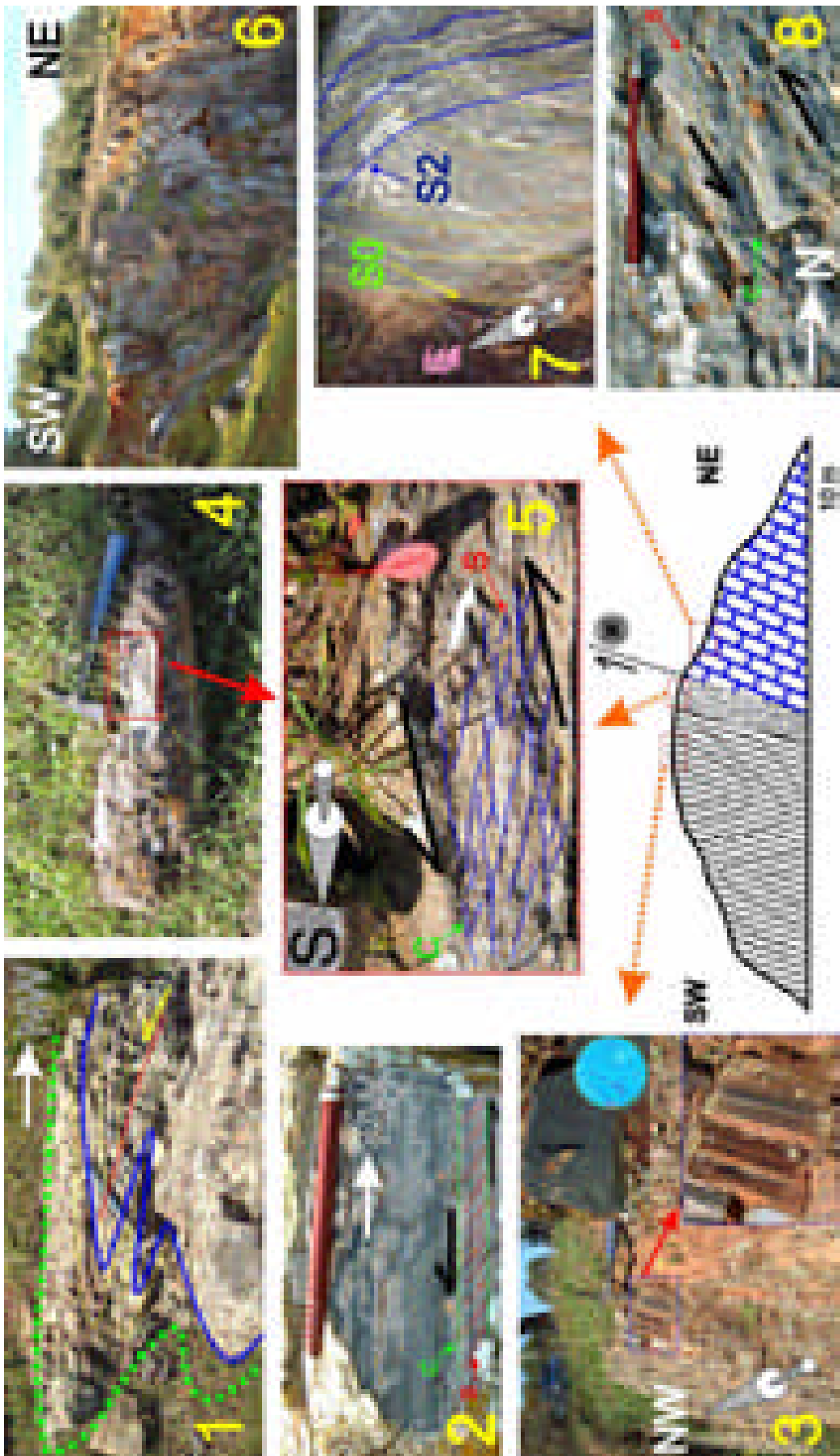


Fig. 2.31 – Representação de várias estruturas que se podem observar nas proximidades do vértice geodésico Carambo. Ao centro em baixo, corte geológico esquemático com a localização dos pontos figurados nas outras imagens. 1 – Dobramento desarmónico em líditos, estas dobras verticais com eixo 70°, S45°E situam-se sob o vértice geodésico Carambo. A verticalização do eixo é uma consequência do corredor de deformação transversa esquerda que se desenvolve imediatamente a NE. 2 – Pormenor dos xistos silicificados (um pouco alterados) que contactam com os líditos. 3 – Aspecto dos líditos em afloramento, no círculo aplicou-se um filtro colorido para realçar a presença de fragmentos de graptólitos. 4 e 5 – Desenvolvimento de estruturas “C”/”S” que definem o sentido de movimento esquerdo do corredor de deformação. 6 a 8 – Aspectos do afloramento de mármore do tipo Ruivina. 6 – Pedreira. 7 – Relação entre a estratificação e a clivagem de segunda fase. 8 - Desenvolvimento de estruturas de deformação “C”/”S” nos mármore.

Como seria de esperar os critérios cinemáticos observados em afloramento puderam ser confirmados em lâmina delgada (Fig. 2.32).

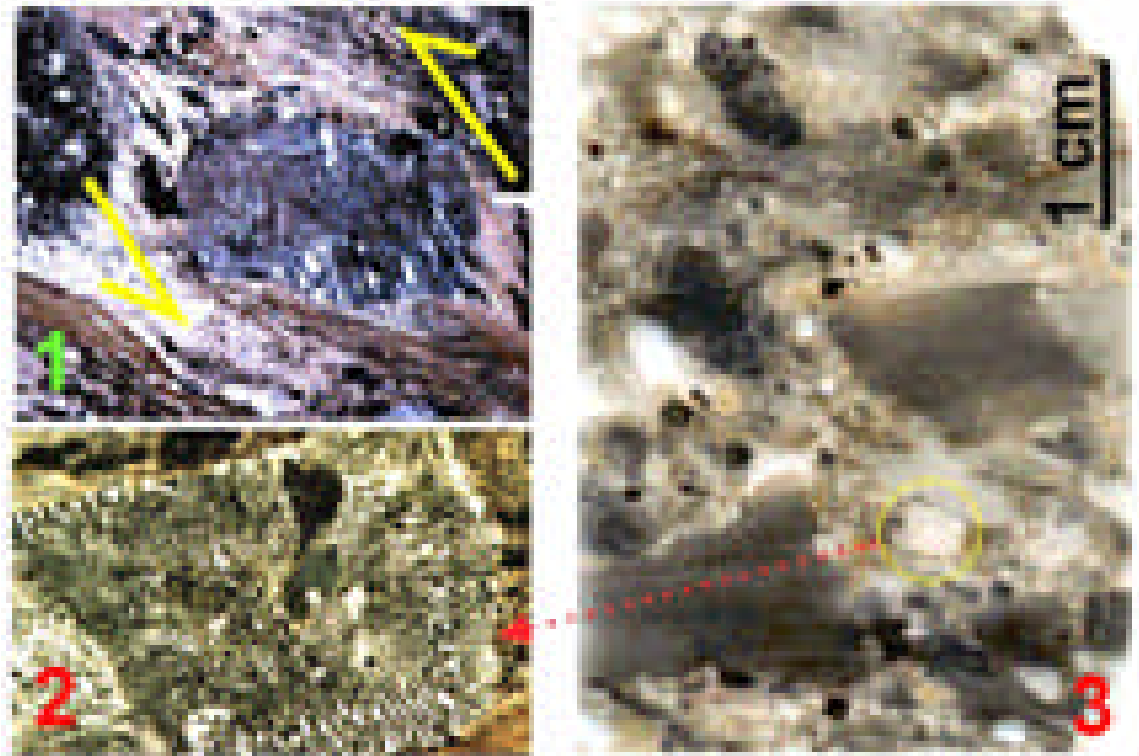


Fig. 2.32 – Observação microscópica de amostra retirada do afloramento ilustrado na Fig. 2.31-5. 1 – Clasto de metacherte rodado indicando movimento esquerdo. 2 – Cristal pós-cinemático de pertite de baixa temperatura. A presença destes cristais é um indicador que o processo de recristalização metamórfica continuou para além das fases tectónicas que estruturam o anticlinal de Estremoz. 3 – Aspecto geral da lâmina delgada vista em luz natural. O corte representado é perpendicular à foliação e ao estiramento mineral, foi feito com este propósito para ilustrar as relações texturais entre os fragmentos clásticos; a Fig. 2.32 – 1, não corresponde a esta lâmina. Os elementos figurados são de xistos, quartzo, metachertes, liditos e minerais opacos; a matriz é essencialmente constituída por filossilicatos e quartzo. Alguns aspectos a realçar nesta lâmina e segundo o corte representado são: os cristais euédricos cúbicos (pirite!); o facto de não se observar um único fragmento carbonatado (não só nesta mas em todas as amostras recolhidas); o arranjo dos clastos isolados que raramente contactam entre si, e quando o fazem não revelam interpenetração; e a reorientação tectónica pouco acentuada dos mesmos. Estes dados concorrem para justificar que os movimentos cinemáticos sejam essencialmente transcorrentes e sub-paralelos aos planos de xistosidade (ou segundo os planos “C” representados em vários aspectos da Fig. 2.31), não havendo um achatamento significativo da estrutura no que concerne ao *timing* de desenvolvimento mais tardio destes cisalhamentos. Também os eixos das dobras anteriores são verticalizados (Fig. 2.31 – 1) nas não variam significativamente em direcção.

Tendo em conta os argumentos que atrás enunciámos temos que considerar exageradas as extrapolações que Sarmiento, *et al.* (2000) fazem ao “*excluírem desde já a hipótese dos Mármorez de Estremoz serem do Ordovícico*”. Como verificámos, a idade deste complexo tem sido objecto de controvérsia face à inexistência de fósseis, já que todas as colheitas de amostras para pesquisa paleontológica até à data realizadas se revelaram infrutíferas. Trabalhos em curso (Lopes, L.; Piçarra, J. & Graciela Sarmiento) consistiram numa vasta amostragem em afloramentos carbonatados da Zona de Ossa – Morena entre Estremoz e Barrancos. Mais uma vez, até agora, em todos os afloramentos, com excepção dos do anticlinal de Estremoz, foram encontrados fósseis com interesse estratigráfico. Nas amostras do anticlinal de Estremoz apenas se encontraram fragmentos inclassificáveis de estruturas orgânicas recristalizadas. Temos esperança que, provavelmente com outras técnicas (*i.e.* geoquímica isotópica de Sr e C investigada por Melezhik *et al.*, 2001) e/ou num afloramento que eventualmente apresente grau metamórfico mais baixo, se possam encontrar dados paleontológicos.

Inicialmente o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz foi considerado do Câmbrico inferior (Carvalho *et al.*, 1971) mais tarde foi subdividido entre o Câmbrico e o Silúrico (Gonçalves & Coelho, 1974), e posteriormente considerado de idade ordovícica (V. Oliveira *et al.*, 1984; Carvalhosa *et al.*, 1987).

Segundo Piçarra & Le Menn (1993), a idade mais provável para este complexo seria o Ordovícico superior terminal (Ashgill) porque os fragmentos de crinóides, encontrados num único afloramento (Horta Nova a cerca de 900 metros a noroeste de Bencatel) nos níveis mais altos dos mármorez já em contacto com os xistos negros e liditos da Formação dos Xistos com Nódulos, permitem definir com rigor como limite inferior possível para os géneros fósseis encontrados o Arenigiano, sendo que as

características morfológicas encontradas só se tornam frequentes em rochas de idade mais recente. Por outro lado, no Paleozóico Ibérico em Vimioso e no Sinclinal del Valle são conhecidos carbonatos com fauna associada cuja idade atribuída é, precisamente, o Ordovícico terminal, pelo que o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz não constituiria uma excepção à escala da Zona de Ossa – Morena, ainda assim registe-se que no sinclinal del Valle os calcários não têm mais do que 25 metros de espessura (Robardet & Gutierrez-Marco, 1990).

2.2.3.2.4. Ensaio de correlação tectonoestratigráfica entre o anticlinal de Estremoz e a sucessão precâmbrica – ordovícica de Danby, Vermont – E.U.A.

A correlação estratigráfica entre o anticlinal de Estremoz e a sucessão precâmbrica – ordovícica aflorante em Danby, nas Green Mountains – Vermont, Estados Unidos da América (Figs. 2.33 a 2.40), é por demais evidente para ser ignorada. Em Vermont a estrutura corresponde a um amplo sinforma anticlinal orientado N – S, com eixo mergulhante 8 ° para sul (Fig. 2.36). Estratigraficamente sobre os mármore dolomíticos câmbricos (Formação de Dunham) e junto à base do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado, datado do Ordovícico médio (Van Diver, 1987), também ocorre um horizonte silicioso com as mesmas características e em posição similar ao que encontramos em Estremoz. Em Vermont tanto o metamorfismo como a deformação que afectou os mármore foram inferiores aos processos análogos em Estremoz (Figs. 2.34).



Fig. 2.33 – Situação geográfica do estado de Vermont nos Estados Unidos da América.

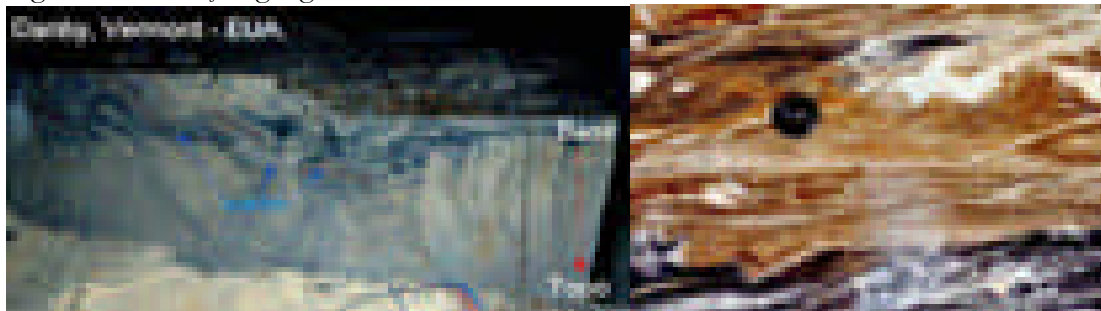


Fig. 2.34 – “Horizontes siliciosos”; à esquerda em Danby e à direita no anticlinal de Estremoz (Pedreira abandonada na região de Maroteira a NE de Bencatel). Em ambos os casos esta concentração em sílica, que se situa próxima do contacto Formação Dolomítica / mármore calcítico, está associada à ocorrência de sulfuretos (não visíveis nas fotos).



Fig. 2.35 – Foto ilustrativa da base dos mármore na estrutura em sinforma anticlinal de Danby. Repare-se como a estratificação está perfeitamente definida, permitindo a planificação da exploração sem qualquer problema. A Formação Dolomítica está representada no topo porque toda a sequência está invertida.

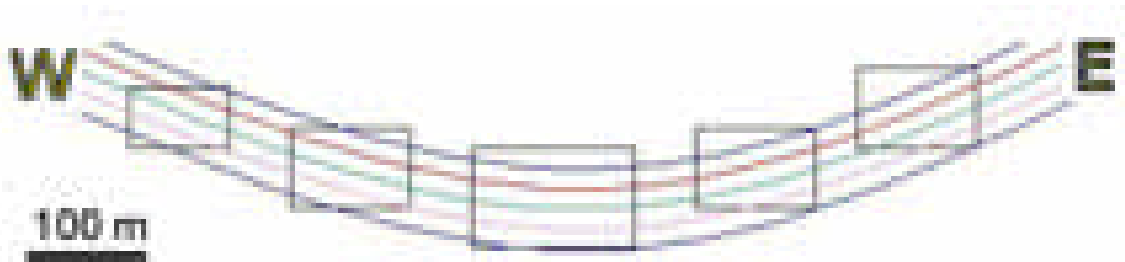


Fig. 2.36 – Estrutura em sinforma anticlinal aberto, representativo da simplicidade da estrutura dos mármore de Vermont.

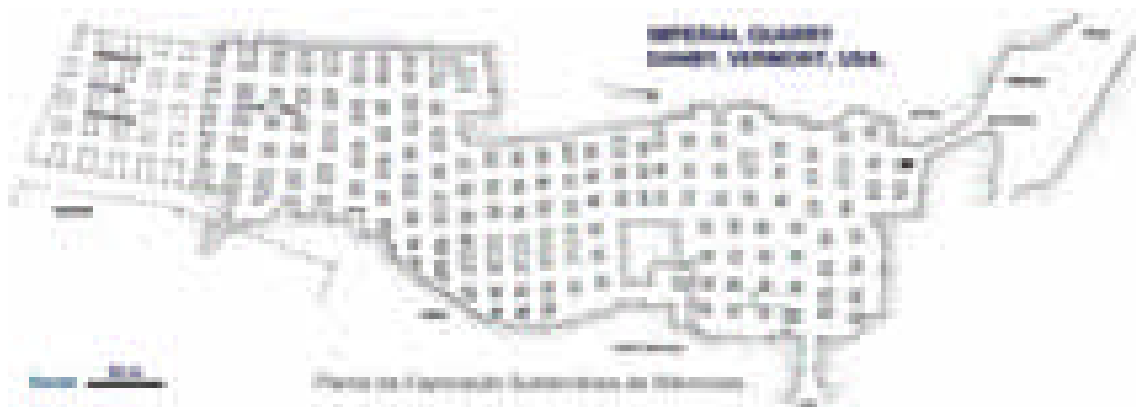


Fig. 2.37 – Planta da exploração subterrânea de Danby, Vermont.

Daqui resultou que a estratigrafia inicial está perfeitamente preservada sendo possível reconstitui-la (Figs. 2.35, 2.36 e 2.39). Desta estratigrafia resultam sete tipos distintos de mármore explorados como variedades de rocha ornamental. Obviamente, ocorrem variações laterais de fácies que, no entanto, nunca alteram esta sequência. Tal como em Estremoz também em Danby os níveis de mármore mais recentes são escuros. Outra particularidade é que, pensamos nós devido ao metamorfismo menos intenso, apesar de também ocorrerem níveis vulcânicos intercalados não se verificam em associação com eles os mármore rosados que sempre ocorrem no Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz.

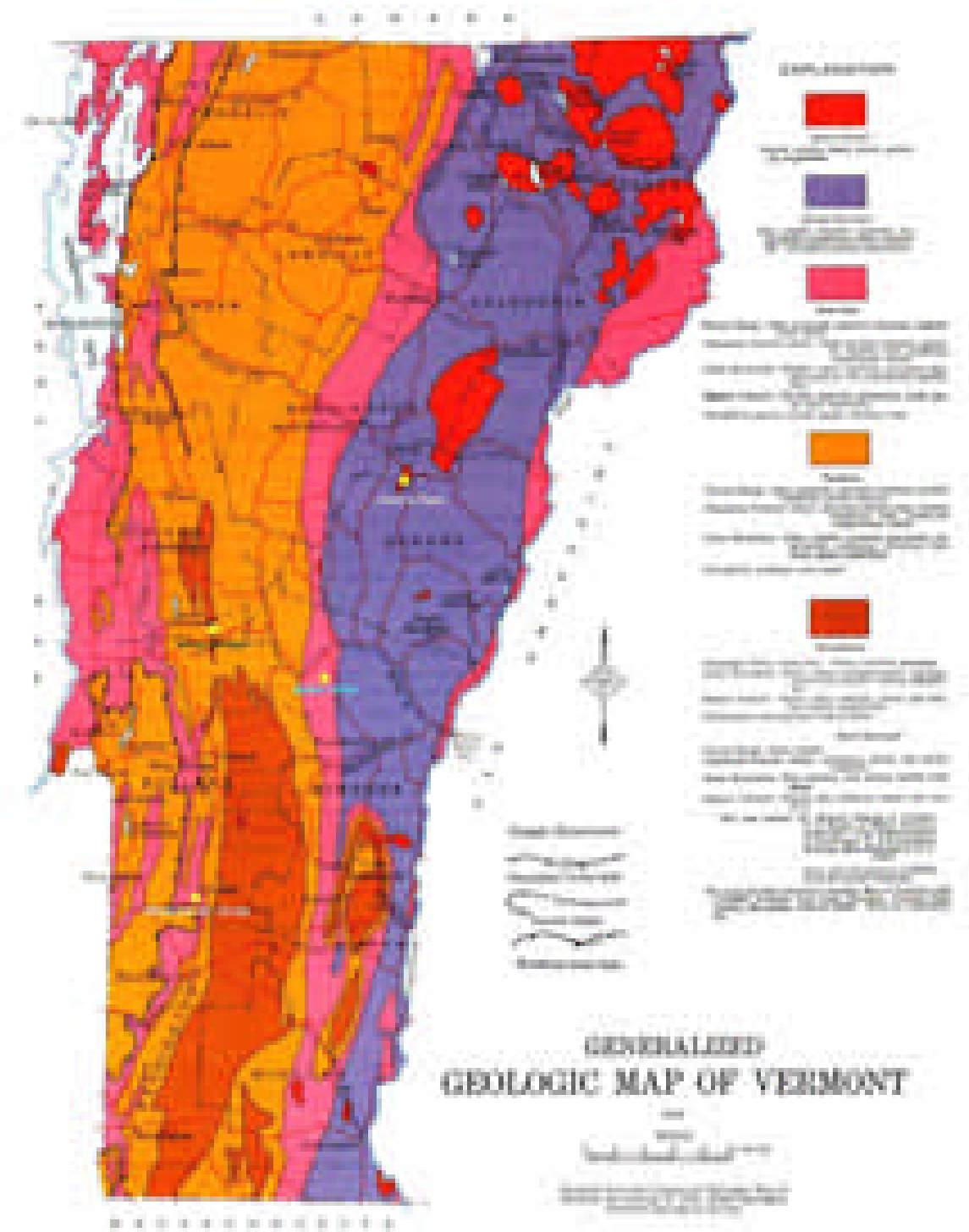


Fig. 2.38 – Mapa geológico esquemático de Vermont. Os pontos amarelos representam a localização de algumas pedreiras de rochas ornamentais. Estas são (de norte para sul): Rock of Ages (<http://www.rockofages.com/>) – provavelmente o maior centro de exploração de granitos ornamentais do Mundo, aqui se explora um granito cinzento de grão fino e homogéneo, muito semelhante ao explorado no nordeste alentejano em Alpalhão com a designação comercial de “SPI”; Verde Antique em Cavendish – Serpentinito semelhante ao explorado em Donai – Bragança; Bethel White – Granito branco e, Danby – Localização da exploração subterrânea (<http://www.vermontquarries.com/>). Reproduzido a partir de um postal (Vermont Geological Survey, 1970).

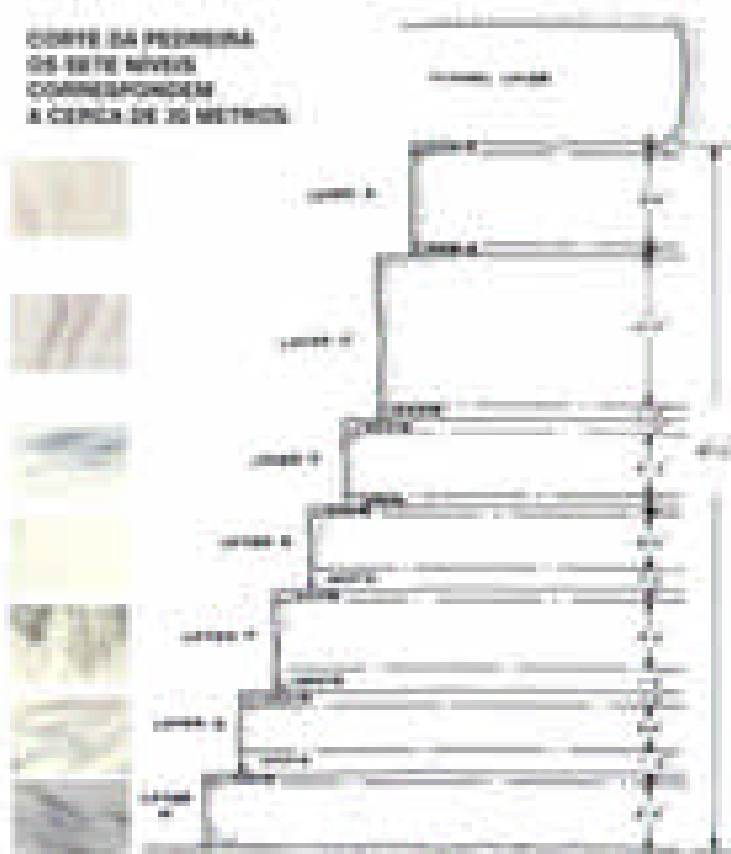


Fig. 2.39 – Coluna estratigráfica referente à sequência de mármore de Danby. A espessura da sequência carbonatada varia entre os 30 metros representados na figura e 70 metros. Esta variação na espessura é justificada por variações laterais de fácies mas não por motivos tectónicos. À esquerda na figura estão representadas as variedades de mármore exploradas e a respectiva localização na sequência estratigráfica.



Fig. 2.40 – Vista para norte das Green Mountains em Vermont. No horizonte, à direita as montanhas correspondem a rochas precâmblicas. Em primeiro plano destaca-se o parque de blocos junto à entrada da mina. Os blocos que se podem ver em primeiro plano pertencem à segunda e terceira categoria. Os bloco de melhor qualidade são muito requisitados pelo que, quando a fotografia foi tirada, não existiam em *stock*.

A correlação tectonoestratigráfica entre as sequências de Danby e Estremoz merece ser devidamente investigada¹⁴, pois a ser demonstrada, esta correlação tem implicações geodinâmicas importantes visto que, à partida, coloca estas duas estruturas geograficamente próximas no Ordovícico médio (este assunto voltará a ser debatido mais adiante). Em todo o caso, este é um exemplo dos motivos porque a Geologia é tão apaixonante: só por si a semelhança, quase camada a camada, das duas sequências litológicas hoje separadas por mais de 5000 quilómetros motiva a investigação no intuito de descobrir efectivamente porque é que acontece.

2.2.3.2.5. Zonamento dos mármore Ruivina no anticlinal de Estremoz.

Reportando-nos aos níveis superiores do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz verifica-se que na terminação periclinal sudeste do anticlinal de Estremoz e desde a zona dos Peixinhos (a sudeste de Vila Viçosa), passando por Pardais e seguindo para noroeste por Bencatel, Monte da Ruivina, Barro Branco e até próximo de Glória (Fig. 2.30), ocorrem mármore escuros, designados por "Ruivina". O facto destes níveis carbonatados serem os mais altos da série carbonatada pode ser indicador duma variação de fácies, de um ambiente sedimentar oxidado passaríamos a um ambiente redutor que teria continuidade nos níveis grafitosos, por vezes graptolíticos, que lhes são sobrejacentes – a verificar-se, esta continuidade estratigráfica retiraria importância a interpretações que consideraram a estrutura de Estremoz com uma janela tectónica (Araújo, 1989, 1995 e Silva *et al.*, 1994) (Fig. 2.41)

¹⁴ Este é um projecto que pretendemos iniciar em breve, inclusivamente, no intuito de esclarecer a idade da deformação Paleozóica em ambos os segmentos, hoje separados pelo Oceano Atlântico.

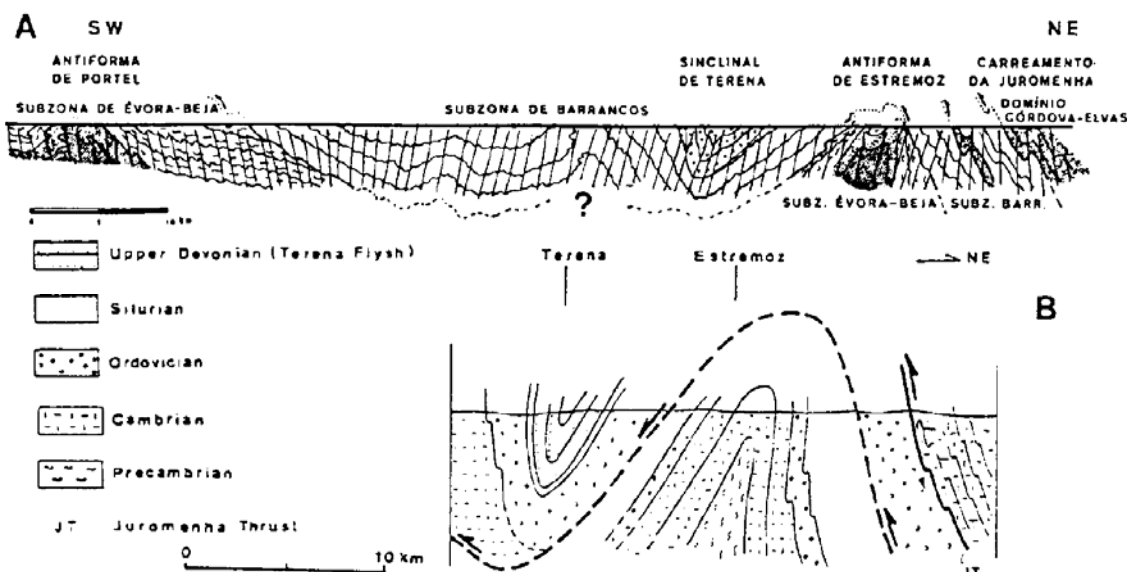


Fig. 2.41 - Interpretação do anticlinal de Estremoz como uma janela de um carreamento, proposto por: A – Araújo (1989,1995), B – Silva *et al.* (1994).

Por outro lado, na pedra da Marmetal em Fonte da Moura - Pardais e noutros locais, observa-se um gradiente colorimétrico não controlado pela estratificação sugerindo, assim, uma difusão química, provavelmente diagenética, de carbono dos níveis argilosos impregnados de matéria orgânica para a vasa carbonatada subjacente. O mais provável é que os dois processos ocorram (Lopes, 1995) (Fig. 2.42).

2.2.3.2.6. Formações envolventes ao anticlinal de Estremoz¹⁵

Como já referimos atrás, o Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz é envolvido pelas Formações de Xistos com Nódulos e dos Xistos Raiados (Piçarra, 2000). Pelos graptólitos encontrados (Oliveira *et al.*, 1991) do Landoveriano médio, logo contemporâneos dos liditos basais da região de Barrancos, a sequência silúrica de Estremoz parece ter idade semelhante à de Barrancos. Esta sequência é ainda envolvida por uma

¹⁵ Correspondente em parte ao **Domínio do Sinclinal de Terena e Terrenos Envolventes** (ver Fig. 1.6).

sucessão xistenta onde estão representadas unidades litoestratigráficas correspondentes às "Formações de Barrancos, Colorada e Xistos com Nódulos e Fatuquedo" (Oliveira et al., 1991). No contexto atrás referido, alguns dos níveis xistentos envolventes ao anticlinal de Estremoz serão mesmo de idade devónica inferior (Piçarra *et al.*, 1993; Piçarra, 2000).

2.2.4. Sector de Montemor – Ficalho

Este sector (Figs. 2.3, 2.4) é limitado a norte pelo acidente de Santo Aleixo da Restauração (Araújo, 1995) e o limite sul, que não corresponde a nenhum limite tectónico, faz-se com o Maciço de Beja. Corresponde parcialmente às áreas portuguesas dos domínios Évora – Aracena (Chacón *et al.*, 1983) e Beja – Aracena (Apalategui *et al.*, 1990).

É constituído por um conjunto de macroestruturas em sinforma e antiforma preferencialmente orientadas NW-SE ou NNW – SSE, a saber: Moura – Ficalho, Portel, Serpa, Viana do Alentejo – Alvito e Escoural. A noroeste, diferencia-se o sinclinal de Cabrela. Estas estruturas compreendem unidades do Proterozóico superior ao Paleozóico médio (Piçarra, 2000).

Em pormenor a estratigrafia deste sector é relativamente mal conhecida o que se deve à quase total ausência de fósseis, a uma forte deformação tangencial polifásica tectónica e por uma evolução metamórfica complexa que dificulta ou impossibilita a identificação dos litótipos originais (Araújo, 1995). Estes factores concorreram para que a maioria dos autores estabelecesse as sucessões recorrendo a correlações litoestratigráficas com os outros sectores atrás referidos (Carvalhosa, 1965, 1983; Carvalhosa *et al.*, 1987, Oliveira 1980, 1981; Ribeiro, 1983; Oliveira & Piçarra, 1986; Silva *et al.*, 1988; Oliveira *et al.*, 1991, 1992; Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992; Piçarra *et al.*, 1992; Araújo, 1995; Fonseca, 1995).



Fig. 2.42 – Vários aspectos da pedreira da empresa Marmetal – Fonte da Moura – Pardais. Em cima à esquerda – enquadramento da geográfico pedreira, atrás da elevação no horizonte situa-se a Mina de Miguel Vacas (Monte dos Vieiros). Em cima à direita – frente SE da pedreira onde se pode observar o modo como variam os mármore de diferentes tonalidades; também se observa o rejeito vertical numa das várias bandas de cisalhamento existentes na pedreira e ainda, a disposição em leque da clivagem de fractura associada ao dobramento de segunda fase. À esquerda em baixo – transição para os mármore mais escuros (variedades Ruivina), os traços verticais correspondem a planos de concentração da deformação (bandas de cisalhamento) e também apresentam concentração em carbono. Em baixo à direita pormenor que realça o modo como a variação lateral na cor do mármore não é acompanhado por interrupção da estratificação.

Na Fig. 2.43 apresentamos a coluna estratigráfica proposta por Oliveira *et al.* (1991) e complementada por Piçarra (2000).

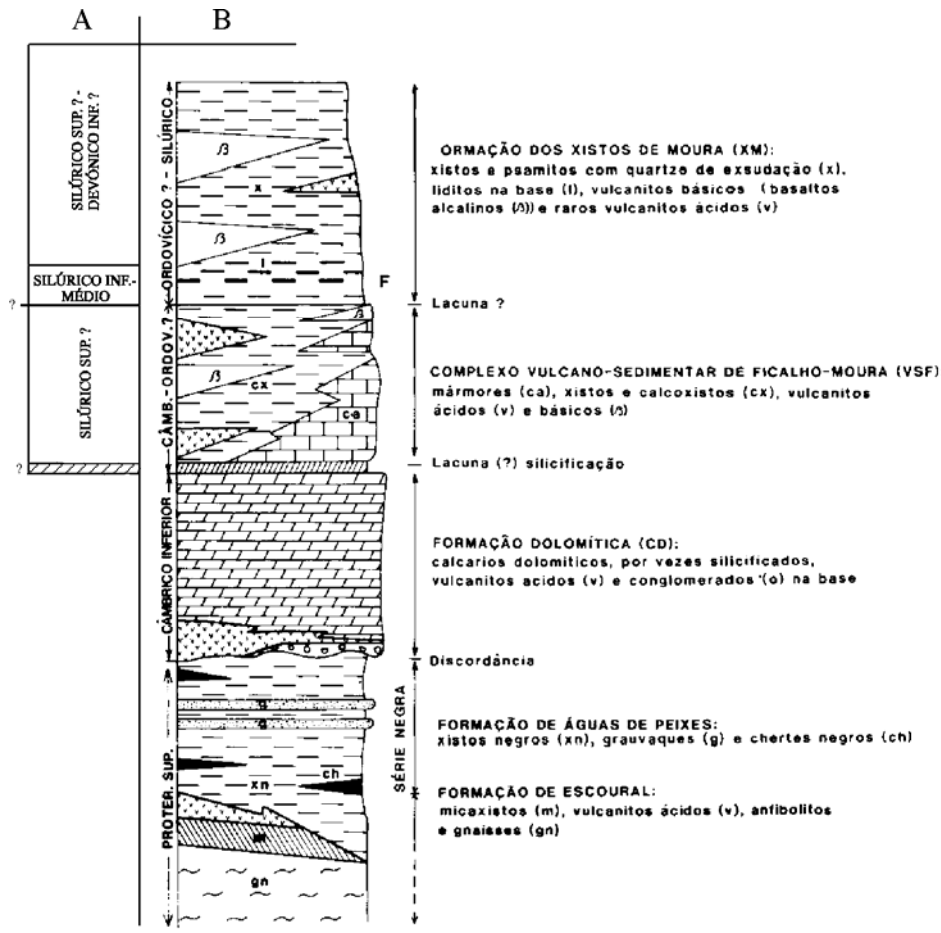


Fig. 2.43 – Sequência estratigráfica simplificada do sector de Montemor – Ficalho (coluna B; segundo Oliveira *et al.*, 1991) e as idades propostas por Piçarra (2000). *In*: Piçarra (2000).

Segundo Oliveira *et al.* (1991) a sucessão estratigráfica do Sector de Montemor – Ficalho inicia-se por um conjunto vulcanoclástico (Formação de Escoural e Formação de Águas de Peixe), com grau metamórfico intermédio a baixo. Estas unidades ocorrem nos núcleos de Serpa, Viana do Alentejo e Escoural. Alguns micaxistos e chertes negros da segunda unidade chegam a aflorar no antiforma de Ficalho (Piçarra, 2000).

Aspecto particular verifica-se na estrutura de Viana do Alentejo – Alvito onde aflora importante conjunto quartzo-feldpático, denominado “Leptinitos e gnaisses leptiníticos da serra de Viana”, correspondente a uma intrusão subvulcânica de rochas alcalinas ricas em K, nos calcários (Carvalhosa, 1971). Fonseca (1995), designa-o como “gnaisse félsicos tipo 1” (com carácter ortoderivado)¹⁶.

Tal como acontece noutros sectores também aqui discordante sobre o soco precâmbrico ocorrem calcários dolomíticos (Formação Dolomítica) que apresentam, na base, níveis areno-conglomeráticos e vulcanismo ácido, este apenas conhecido em sondagem na região de Moura (Oliveira & Matos, 1992; *In*: Piçarra, 2000). A presença de mármore, por vezes com grão grosseiro também é assinalada nas estruturas de Serpa¹⁷, Viana do Alentejo¹⁸ e Escoural¹⁹. Estas litologias e as subjacentes, de idade precâmbrica, apresentam uma forte recristalização metamórfica.

Também aqui é atribuída idade câmbria inferior à Formação Dolomítica por correlação litoestratigráfica com os calcários dolomíticos da região de Elvas. Sobre esta Formação Dolomítica também ocorre um horizonte silico-

16 No Monte das Alfanges (a sul de Viana do Alentejo) estes gnaisses também foram alvo de exploração para fins ornamentais. Trata-se de um ortognaisse bandado, de grão médio e cor castanha acinzentada. Os leitos de quartzo dificultam o tratamento como rocha ornamental uma vez que constituem anisotropias importantes no que concerne à dureza da rocha, pelo tornam onerosa a sua transformação industrial no que concerne ao corte e polimento. Ao nível nacional trata-se de caso único nas possibilidades de explorar um ortognaisse que poderia rivalizar com outros vindos do estrangeiro. Não fora os custos de transformação e haveria condições de se explorar uma vez que os parâmetros de fracturação permitem a extração de blocos comerciáveis de apropriada dimensão (2.8 m x 1.8 m x 1.5 m \approx 7.5 m³) (Gonçalves & Lopes, 1992).

17 Explorados como rocha ornamental, com a designação de “Verde Atlântico” pela empresa “Sintra Filhos” no Monte Dona Brites.

18 Também explorados, em várias pedreiras, como rocha ornamental.

19 No passado também foram alvo de exploração com rocha ornamental, esta exploração cessou porque no decorrer dos trabalhos mineiros se encontrou uma gruta – Gruta do Escoural – com pinturas e gravuras rupestres. Desta gruta, também se retirou um imenso espólio em artefactos arqueológicos e ossadas humanas.

ferruginoso, interpretado como possível marcador de uma discordância Câmbrico – Ordovícico (Oliveira, 1984; Oliveira & Piçarra, 1986). Dada a semelhança entre este horizonte e o que foi alvo de discussão na estrutura anticlinal de Estremoz, podemos considerar que as dúvidas então colocadas também aqui permanecem válidas. Para este caso acresce ainda a hipótese de poder corresponder a uma discordância menor de idade Câmbrico inferior (L. Ribeiro *et al.*, 1992). Este horizonte está bem representado na região de Ficalho, o mesmo não acontecendo nas áreas mais para noroeste (Moura e Portel), em que há níveis siliciosos não só intercalados na Formação Dolomítica como também, mas em menor número, no Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho – Moura (Piçarra, 2000).

Ao horizonte silico-ferruginoso sobrepõe-se a sedimentação carbonatada, intercalada com vulcanismo ácido e básico (Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho – Moura, Oliveira *et al.*, 1992). Na região de Ficalho, o vulcanismo de natureza ácida (“riólitos de alta sílica”, L. Ribeiro *et al.*, 1992) está bem desenvolvido e ocupa os níveis inferiores do complexo. Ocorrem também termos vulcanoclásticos, designadamente: tufos brecha, tufitos, xistos borra de vinho e calcoxistos. Tal como acontecia no anticlinal de Estremoz, as rochas básicas, são nitidamente intra-placa e apresentam semelhanças geoquímicas com toleítos continentais anorogénicos (L. Ribeiro *et al.*, 1992).

Nas regiões de Moura e Portel ocorrem também mármore com vulcanismo associado, predominantemente básico para o topo do complexo (Piçarra, 2000).

Araújo (1989, 1995) (Fig. 2.44), dividiu o Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho – Moura nas unidades tectono-estratigráficas do Moinho do Carneiro, Ribeira de Codes e Moinho de Vilares. Na última unidade, os metavulcanitos básicos parecem ser do tipo MORB-N, em

contraste com os de natureza toleítica da região de Ficalho, podendo corresponder segundo aquele autor a uma escama de crosta oceânica obductada sobre a Zona de Ossa-Morena Araújo (1995).

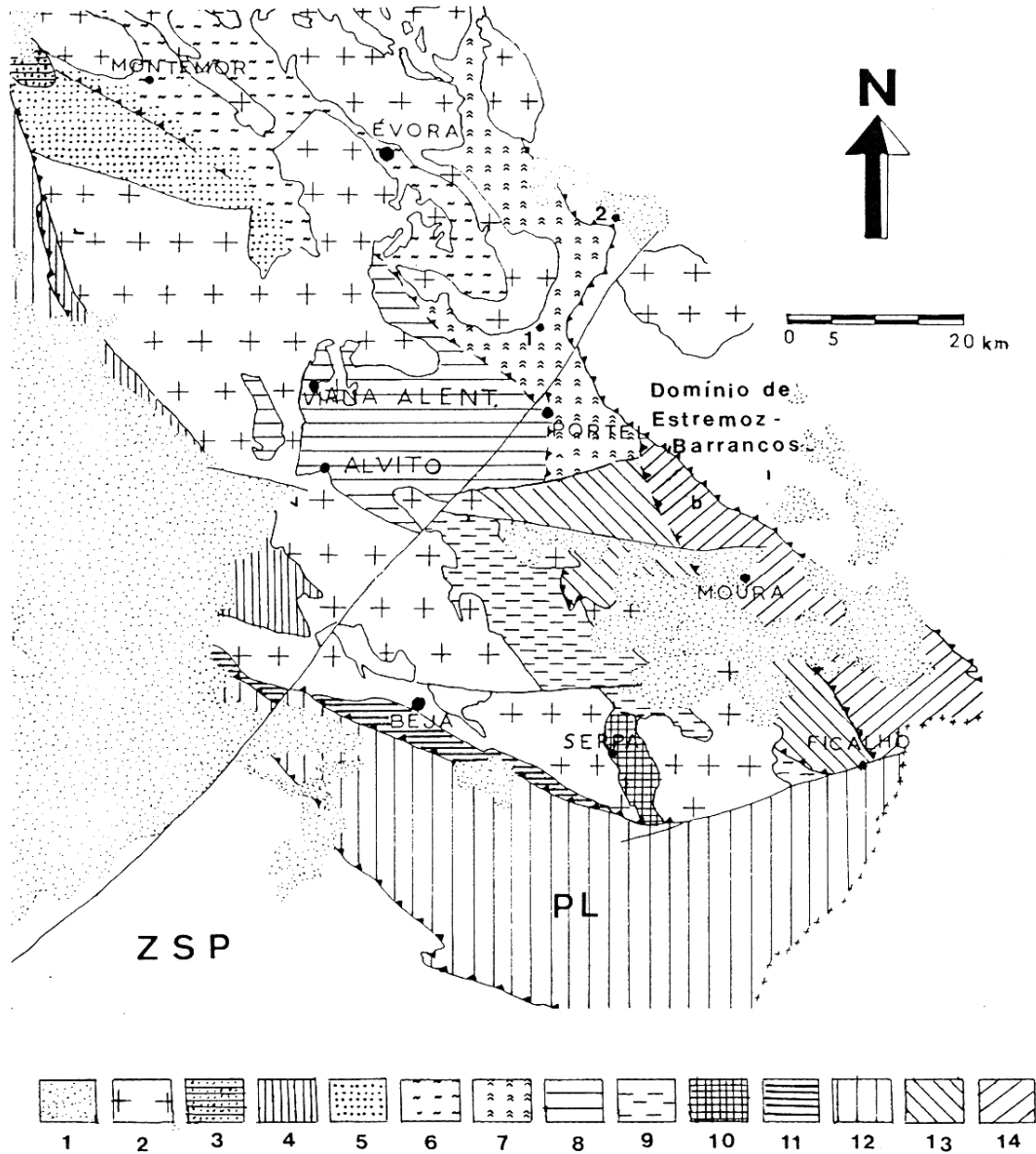


Fig. 2.44 – Mapa esquemático do Domínio de Évora – Beja, subdividido por sectores e regiões: 1 – Terciário; 2 – Maciços intrusivos indiferenciados; 3 – Sinclinal de Cabrela; 4 – Sub-sector de Santa Susana – Odiveiras; 5 – Região de Montemor – Escoural; 6 – Migmatitos; 7 – Região de Évora – Monte Trigo (1) – Montoito (2); 8 – Região de Portel – Viana do Alentejo; 9 – Sector de Pedrógão - Brinches; 10 – Antiforma de Serpa; 11 – Complexo Ofiolítico de Beja – Acebuches; 12 – Unidade de Pulo do Lobo (incluindo o Grupo de Ferreira – Ficalho); 13 – Sector de marmelar Vera Cruz; 14 – Sector do “Anticlinal” de Moura – Ficalho. Retirado de Araújo (1995).

Também na região de Escoural, Alvito e Viana do Alentejo²⁰ ocorrem mármores associados a vulcanismo básico associado (“mármores impuros” e “Unidade metabásica de Vila Ruiva – Alvito – Viana do Alentejo” de Fonseca, 1995; “Complexo de Santa Luzia”, de Andrade, 1978; “Unidade dos Mármores de Viana do Alentejo - Alvito”, Rosas, 2003). Este vulcanismo será correlacionável com o topo do complexo da região de Moura – Ficalho (Piçarra, 2000).

O debate relativo à tectonoestratigrafia do Complexo Vulcano-sedimentar-carbonatado de Estremoz, atrás exposto, é extensivo ao Complexo Vulcano-sedimentar de Moura – Ficalho e unidades equivalentes da Zona de Ossa – Morena, pois, não só a litoestratigrafia é *grosso modo* semelhante como as incertezas se devem às mesmas causas (essencialmente à falta de controle paleontológico).

A “Formação dos Xistos de Moura” (Oliveira & Piçarra, 1986; Carvalhosa *et al.*, 1987; Oliveira *et al.*, 1991) (Fig. 2.26) representa a unidade mais recente que se considera no Sector de Moura - Ficalho. Ocupa uma vasta área na região de Moura – Ficalho e prolonga-se para noroeste para as áreas de Portel, Viana do Alentejo (“Série de Moura”, Carvalhosa, 1972), Évora e Arraiolos (Piçarra, 2000). Muitas das suas litologias apresentam-se imbricadas tectonicamente, com milonitização associada, além de apresentarem evidências de metamorfismo de alta pressão que atingiu a fácies eclogítica em rochas básicas (Araújo, 1995).

²⁰ Estes mármores também são alvo de exploração para fins ornamentais. De modo geral são bandados esverdeadas e apresentam tonalidades, embora também possam ser brancos, cremes e mesmo cinzentos. Mineralogicamente são muito distintos dos de Estremoz o Ficalho, nestes sempre mais de 98% da massa da rocha é constituída por calcite, sendo o restante formado por quartzo, óxidos, sericite, clorite e muscovite-flogopite, ao passo que em Viana do Alentejo – Alvito, também no Verde Atlântico de Serpa, é frequente a presença de dolomite, quartzo, óxidos, granada, flogopite, actinolite, diópsido, fosterite e volastonite (Lopes, 1997, 2000).

Piçarra (2000) faz referência a um conjunto de liditos e xistos negros, restrito à área de Moura – Ficalho, designado localmente por “Formação de Negrita”, disposto em contacto (tectónico?) com vulcanitos do Complexo Vulcano-sedimentar de Ficalho – Moura ou sobre a forma de repetições tectónicas no interior dos xistos. Numa dessas repetições, situada a nordeste de Sobral d’Adiça, identificaram-se graptólitos do Landoveriano superior (Piçarra & Gutiérrez-Marco, 1992 *in* Piçarra, 2000). Estes autores, assinalam ainda a existência de um membro quartzítico na base dos liditos, que correlacionam com a Formação de Colorada, da região de Barrancos (Piçarra, 2000).

2.2.4.1. Sinclinal de Cabrela

A sucessão litoestratigráfica do sinclinal de Cabrela foi proposta por Ribeiro (1983) e está representada na Fig. 2.45. Foi descrita como sendo um conjunto vulcano – sedimentar carbonatado (Formação de Cabrela) do Devónico médio – superior. Esta sucessão apresentaria na base um nível conglomerático com clastos já xistificados, que se sobreporia em discordância sobre a série predominantemente carbonatada (Formação da Pedreira da Engenharia), datada com conodontes do Eifeliano (Boogard, 1972). Na base da sequência está uma unidade de xistos e vulcanitos básicos equivalente à Formação dos Xistos de Moura.

Estudo recente, Z. Pereira & Oliveira (2003), com base em estudo palinoestratigráfico, aponta a idade Tournaisiano superior a Viséano inferior para a Formação de Cabrela e refere que as lenticulas de carbonatos associados à Formação de Cabrela seriam olistólitos datados do Eifeliano e do Frasniano, o que indicaria a existência de escorregamentos gravitacionais na área deposicional, concluindo que a discordância de maior significado ocorre

entre a Formação de Cabrela e o substrato estruturado (Formação Xistos de Moura – Silúrico?) e não entre a Formação da Pedreira de Engenharia e a Formação de Cabrela, como anteriormente se admitia.

Independentemente da idade considerada para a Formação de Cabrela (e entre as idades referidas por Ribeiro, 1983 e Z. Pereira & Oliveira, 2003, há uma diferença de cerca de 27 Ma!), esta apenas se encontra afectada por uma única fase de deformação pós-metamórfica. A discordância entre a Formação de Cabrela e as formações subjacentes corresponderia ao empolamento orogénico associado ao início da deformação varisca na região. Até ao aparecimento destes dados, vários autores (Carvalho *et al.*, 1971; Julivert *et al.*, 1974; Ribeiro *et al.*, 1979; Ribeiro; 1983; Araújo, 1995) referiam o Givetiano como a idade mais provável para o início da deformação; confirmada a idade dos olistólitos carbonatados do Frasniano, a deformação terá que lhe ser posterior, correspondendo afinal ao segundo episódio de deformação regional encontrado na Zona de Ossa – Morena.

Atente-se que esta descrição tem algum paralelismo na que apresentámos para a estrutura de Ferrarias, onde descrevemos uma formação carbonatada com clastos que encerram uma fase de deformação anterior.

2.2.5. O Maciço de Beja

O Maciço de Beja corresponde à parte portuguesa mais ocidental do subdomínio de Évora – Beja – Aracena, de Chacón *et al.* (1983) ou do domínio de Beja – Aracena, segundo Apalategui *et al.* (1990). O seu limite norte corresponde ao contacto com a sucessão paleozóica do sector de Montemor – Ficalho, enquanto que a sul contacta com o Ófiolito de Beja –

Acebuches ou com o cavalgamento de Ferreira – Ficalho (Piçarra, 2000). É constituído por vários maciços plutónicos hercínicos (Gabros de Beja, Gabros e Dioritos de Cuba – Alvito, Pórfiros de Baleizão, entre outros) e dois complexos vulcano – sedimentares (Complexo Básico de Odivelas, Complexo da Toca da Moura), estes constituindo o subsector de Santa Susana – Odivelas (Figs. 2.46, 2.47 e 2.48) (Oliveira *et al.*, 1991).

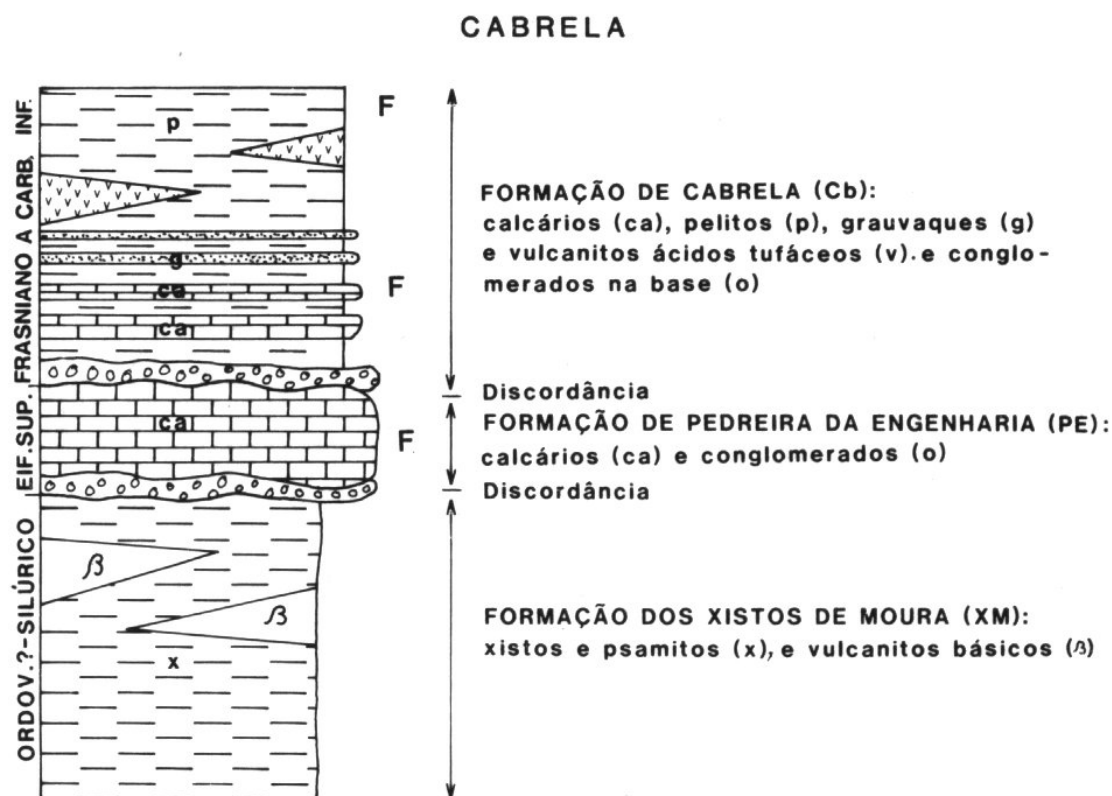


Fig. 2.45 – Sequência estratigráfica do sinclinal de Cabrela (retirado de Oliveira *et al.*, 1991).

A intrusão desses maciços deverá ter ocorrido no intervalo Tournaisiano? – Namuriano, sendo os Gabros de Beja os mais antigos e os Pórfiros de Baleizão os mais recentes. O quimismo é muito variado, desde toleítico, como nos Gabros de Beja, a calco-alcalino, como nos vários litótipos do Complexo Gabrodiorítico de Cuba (Piçarra, 2000).

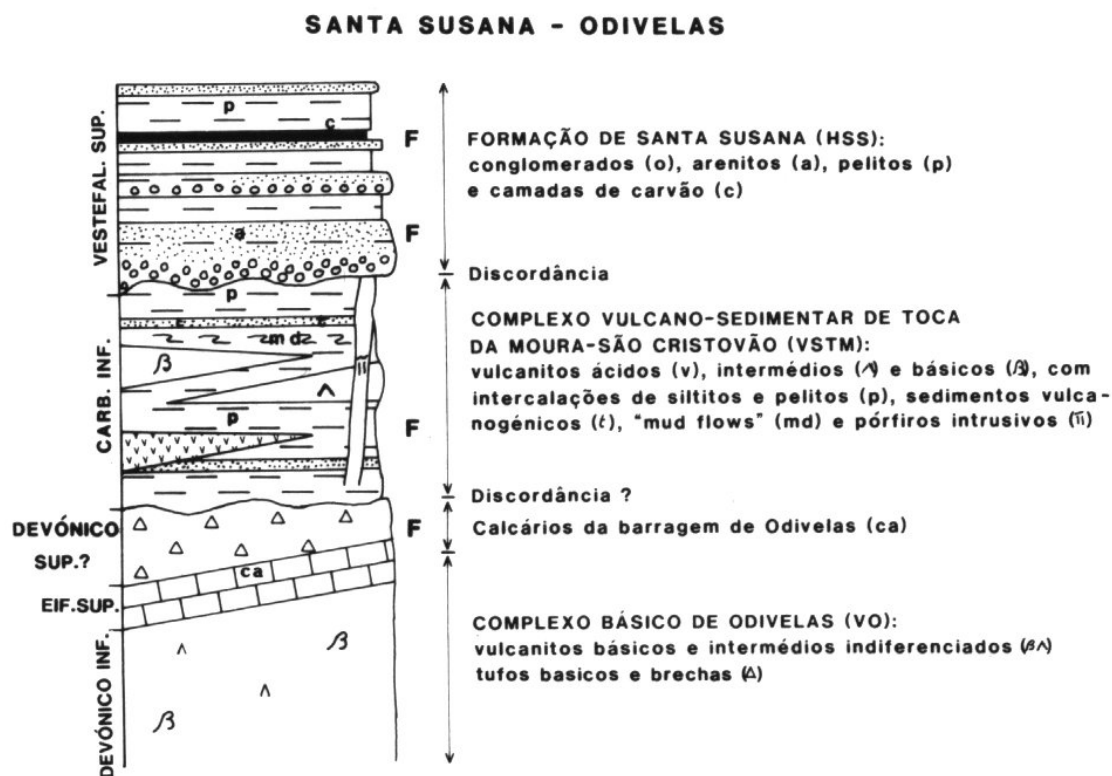


Fig. 2.46 – Sequência estratigráfica do sub-setor de Santa Susana – Odivelas (segundo Oliveira *et al.*, 1991).

2.2.5.1. Complexo Vulcano – Sedimentar de Toca da Moura

O Complexo Vulcano-sedimentar de Toca da Moura (Gonçalves, 1984, Fig. 2.48) é constituído por rochas básicas, intermédias, diabases e riólitos, nas quais se intercalam pelitos e arenitos (“xistinhos”) que forneceram palinomorfos remobilizados do intervalo Câmbrico – Tournaisiano (Piçarra, 2000). O Tournaisiano superior é a idade admitida para o complexo (Cunha, *in* Andrade *et al.*, 1991). Sobre ele e de forma discordante dispõe-se uma série de depósitos continentais (Formação de Santa Susana; Gonçalves & Carvalhosa, 1984), com flora do Vestefaliano D superior (Teixeira, 1938-1940;

Wagner & Sousa, 1983), formados já em regime tardi ou pós orogénico, na bacia intra montanhosa de Santa Susana (Fig. 2.47).

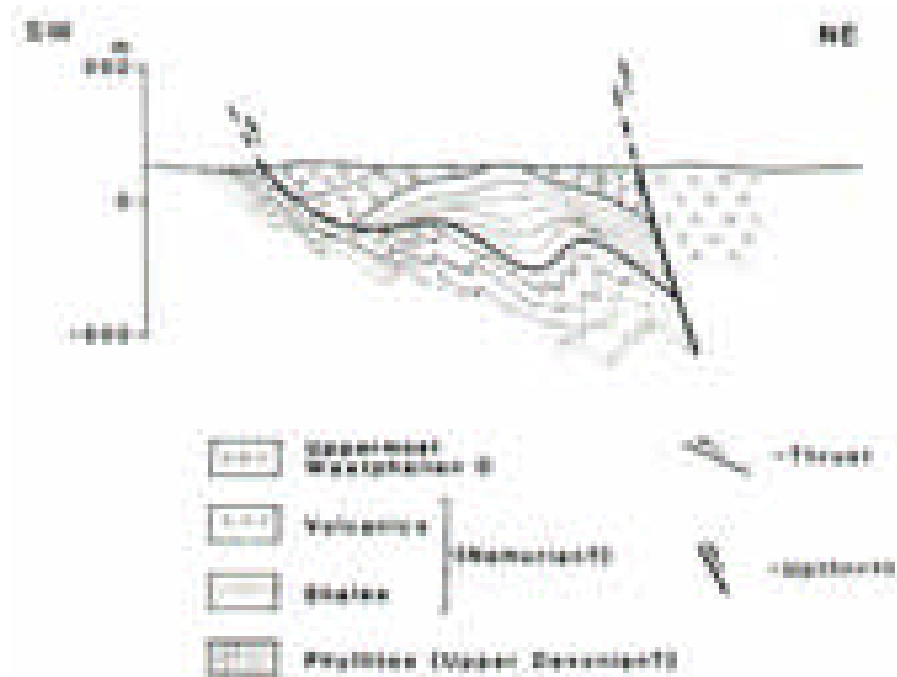


Fig. 2.47 – Estrutura da Bacia de Santa Susana. Adaptado de Gonçalves, *in* Domingos *et al.*, (1983).

2.2.5.2. Bacia carbonífera de Santa Susana

A bacia de Santa Susana divide-se em três afloramentos separados e está situada na fronteira entre as zonas de Ossa-Morena e Sul – Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1979), corresponde a uma estreita faixa alinhada N-S (0.1 a 5 Km de largura, e 12 Km de comprimento) na região de Santa Susana (nordeste de Alcácer do Sal). Os vestígios botânicos atribuem a sua idade ao Vestefaliano D (Gonçalves, F. *in* Domingos *et al.*, 1983). Esta idade permite situá-la estratigraficamente abaixo de outras províncias carbónicas portuguesas (Fig. 2.48).

As principais fases de metamorfismo e dobramento na Zona de Ossa-Morena têm idade acadiana (post-Eifeliano e pré-Frasniano²¹). As bancadas de Santa Susana são claramente pós-orogénicas em relação a este evento. Na Zona Sul – Portuguesa o metamorfismo regional e o dobramento principal têm idades compreendidas entre o Viséano e o Vestefaliano e não afectam de modo penetrativo a Zona de Ossa-Morena (Domingos *et al.*, 1983). A fronteira entre as duas zonas corresponde a uma falha profunda ao longo da qual vários tipos de magmas intruíram (gabros e pórfiros do Complexo de Beja) (Domingos *et al.*, 1983).

A sequência carbónica de Santa Susana é composta por conglomerados grosseiros, arcoses e argilitos com cerca de 150 m de espessura. Sobrepe-se ao Complexo Vulcano-sedimentar de Toca da Moura (intercalações de xistos e metavulcanitos intermédios) de idade desconhecida, provavelmente Namuriana. Este Complexo, para leste, passa a pórfiros intrusivos intermédio – ácidos. Todos estes sedimentos podem ser encontrados nas bancadas conglomeráticas do Vestefaliano D (Gonçalves, F. *in* Domingos *et al.*, 1983). O predomínio de sedimentação terrígena fina datada do Viséano superior baixo, à qual se associam escorregamentos gravíticos, nas regiões de Toca da Moura e Cabrela sugere que estariam integradas na mesma bacia sedimentar, desconhecendo-se a expressão paleogeográfica da mesma (Z. Pereira & Oliveira, 2003a).

As camadas de Santa Susana e o Complexo Vulcano Sedimentar subjacente cavalgam para oeste os xistos da Zona Sul – Portuguesa (Fig. 2.47) (Cavalcamento de Ferreira – Ficalho). A xistosidade nos xistos é anterior ao cavalcamento, no entanto tanto o plano de cavalcamento como a estratificação das camadas do bloco superior estão dobradas por dobras

²¹ Não segundo Z. Pereira & Oliveira (2003), como vimos atrás.

abertas de direcção N-S. A leste, o cavalgamento está cortado por uma zona de cisalhamento direita com componente cavalgante para oeste (Iglesias & Ribeiro, 1981). Na região, a esta zona de cisalhamento atribui-se a fronteira entre as zonas de Ossa – Morena e Sul – Portuguesa.

Por fim, registre-se que as bancadas do Vestefaliano D de Santa Susana estão dobradas e falhadas mas não apresentam qualquer xistosidade.

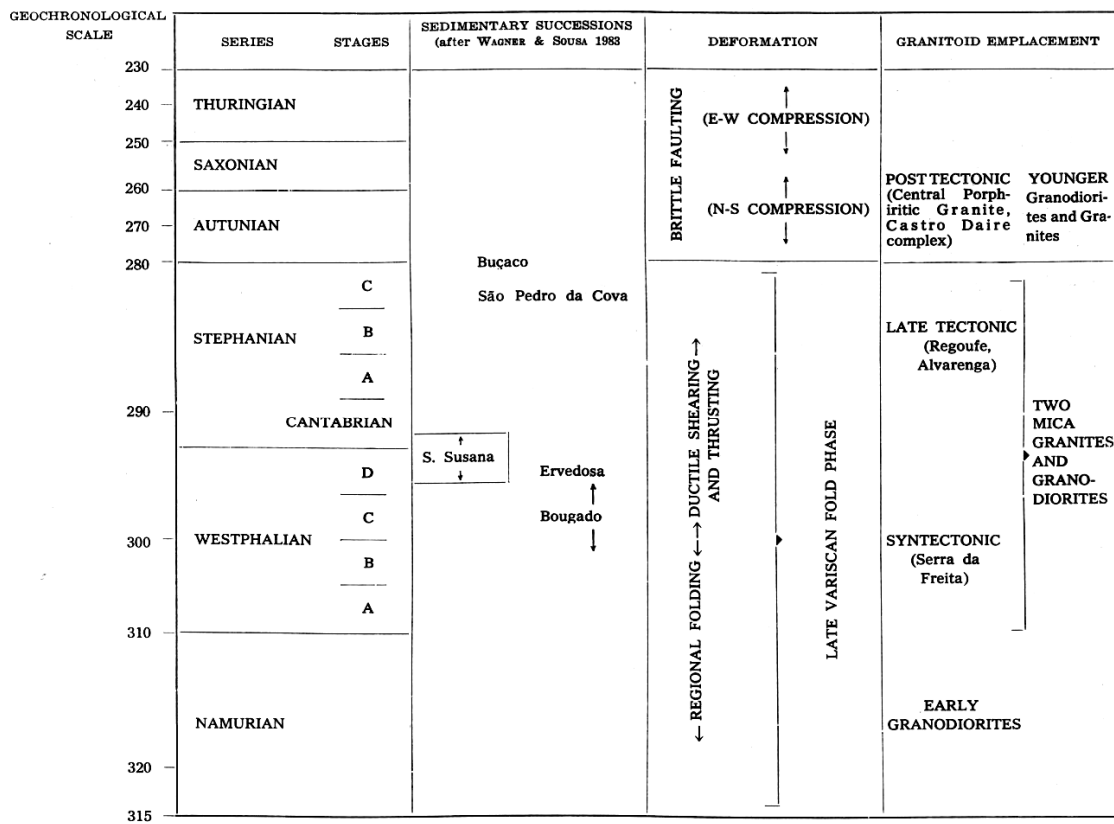


Fig. 2.48 – Relações entre as seqüências sedimentares vestefalianas e estefanianas, deformação e implantação de granitóides no norte e centro de Portugal. Adaptado de Domingos *et al.*, (1983).

2.2.6. Contacto da Zona de Ossa-Morena com a Zona Sul Portuguesa

No extremo meridional da Zona de Ossa-Morena aflora um conjunto de rochas ígneas máficas e ultramáficas dispostas numa estreita faixa entre Serpa e Ferreira do Alentejo (Figs. 2.3, 2.44), referido na bibliografia como “Ófiolito de Beja – Acebuches” (COBA) (Munhá *et al.*, 1986; Fonseca, 1995) que materializaria uma sutura hercínica, resultante da colisão entre a Zona Sul Portuguesa e a ZOM.

Por seu turno, Silva (1997) também sublinha que o bordo SW da Zona de Ossa – Morena é marcado por um intenso magmatismo relacionado com a sutura de Beja – Acebuches, onde o Cavalgamento de Ferreira – Ficalho – Almonaster define uma fronteira brusca com a Zona Sul Portuguesa, pautando-se o contacto norte deste complexo magmático por um carácter difuso e intrusivo que se traduz na assimilação de metassedimentos da Zona de Ossa – Morena. Ainda segundo este autor, ocorre uma variação composicional dos termos ultramáficos, a Sul, para rochas gabro e gabrodioríticas (atrás referido como Maciço de Beja) a Norte do alinhamento Beja – Serpa, havendo ainda rochas félsicas de várias composições e gerações (pórfiros²²) que ocupam uma vasta área neste sector meridional da Zona de Ossa – Morena. O mesmo autor, afirma a existência de um mesmo Complexo

²² Entre Alcáçovas e Torrão é explorada pela empresa “Granitos de Maceira”, sob a designação comercial de “Robrato”, uma brecha vulcânica de natureza riódacítica com cimento avermelhado e elementos esverdeados. Estas rochas vulcânicas afloram em retalhos dispersos no meio dos riólitos do Complexo de Beja. Neste caso, trata-se de vulcanito heterogéneo onde nem sempre cimento e elementos se encontram bem individualizados, quando isto sucede a rocha é destituída de interesse. Trata-se da única exploração para fins ornamentais deste tipo de rochas em Portugal. O Robrato depois de polido possui belos efeitos ornamentais, tem contudo um obstáculo que é a ferruginização da specularite às vezes abundante nas diaclases e dispersa na rocha (Gonçalves & Lopes, 1992). Outra limitação é a exiguidade da exploração confinada a uma pequena elevação e a dimensão dos blocos extraídos, na maior parte dos casos, de pequena a média dimensão.

Magmático diacrónico e sintectónico com a geração da zona de cisalhamento entre a Zona de Ossa – Morena e a Zona Sul – Portuguesa.

2.2.7. Antiforma do Pulo do Lobo

Imediatamente a sul das rochas ultramáficas de Beja Acebuches situa-se uma unidade predominantemente metassedimentar que se considera de afinidade oceânica por apresentar uma assinatura geoquímica do tipo “N-MORB” reconhecida nos vulcanitos constituintes de sucessões pré-orogénicas (Munhá, 1983, Fonseca & Ribeiro, 1993; Fonseca, 1995; Quesada *et al.*, 1994) e pela existência de “*melanges*” ofiolíticas caracterizando parte do registo sedimentar (Eden, 1991). Os basaltos de afinidade oceânica associados aos níveis basais do Antiforma do Pulo do Lobo estariam relacionados com o Complexo Magmático de Beja – Acebuches (Quesada *et al.*, 1994). A colmatação sintectónica da Bacia do Pulo do Lobo poderá integrar-se no conceito de prisma acrecionário em relação com a sutura meridional (Silva *et al.*, 1990; Silva, 1997), dado que as unidades do Antiforma do Pulo do Lobo (Fig. 2.50) apresentam uma estratigrafia decifrável em relação com a Faixa Piritosa (Silva, 1997). De qualquer modo, as unidades do antiforma do Pulo do Lobo (Fig. 2.50) situam-se estratigraficamente abaixo de unidades da Faixa Piritosa de idade Devónica superior (Silva, 1977).

2.2.7.1 Formações do flanco nordeste do Antiforma do Pulo do Lobo.

O antiforma do Pulo do Lobo é formado por uma sequência de formações (Fig. 2.50) onde o núcleo é constituído pela Formação do Pulo do Lobo sobre a qual se dispõem, de modo equiparável, duas séries de sequências, respectivamente no flanco Sul e Norte do Antiforma. Os terrenos

mais próximos da Zona de Ossa – Morena, situam-se, obviamente no flanco Norte. Assim e para termos de comparação litoestratigráfica com o que se passa na Zona de Ossa – Morena, expomos sumariamente a descrição das unidades que compõem o seu flanco Norte.

Sobre a Formação de Pulo de Lobo assentam as formações do Grupo de Ferreira – Ficalho (por ordem ascendente de idades: Formações de Ribeira de Limas, Santa Iria e Horta da Torre) Dada a variação composicional gradual, a separação entre as formações de Pulo de Lobo e Ribeira de Limas é difícil de materializar no terreno.

Litologicamente a Formação de Ribeira de Limas caracteriza-se por apresentar uma alternância de bancadas de quartzovaques micáceos de tonalidades acastanhadas quando alteradas, com espessuras variando de centimétricas a métricas, alternando com psamitos e filitos escuros (para descrição mais detalhada, das formações do Grupo de Ferreira, consultar Oliveira *et al.*, 1992). Esta unidade tem sido correlacionada com o Complexo Vulcano – Sedimentar da Faixa Piritosa e deste modo teria idade compreendida entre o Fameniano superior e o Viseano superior baixo (Carvalho *et al.*, 1976 *in* Oliveira *et al.*, 1992); com os níveis inferiores da Formação Filito-Quartzítica da Faixa Piritosa, ou seja, do Fameniano médio (Giese *et al.*, 1986 *in*: Oliveira *et al.*, 1992); ou do Frasniano ou mais antigo (Oliveira *et al.*, 1986 e Crespo-Blanc, 1989 *in* Oliveira *et al.*, 1992).

Por sua vez a Formação de Santa Iria é constituída por alternâncias de pelitos, siltitos e grauvaques, com características sedimentares turbídíticas, o que lhe confere um carácter flischóide (Pfefferkorn, 1968 e Carvalho *et al.*, 1976 *in* Oliveira *et al.*, 1992). Tem sido considerada como estando afectada por uma fase principal de deformação orogénica, com clivagem associada, que localmente pode estar dobrada por «*kink-bands*» (Oliveira *et al.*, 1986 e Crespo-

Blanc, 1989 *in* Oliveira *et al.*, 1992), deste modo há um contraste deformacional com as unidades subjacentes.

Quanto à Formação de Horta da Torre (Oliveira *et al.*, 1986 *in* Oliveira *et al.*, 1992), é constituída por alternâncias de xistos negros siliciosos (com passagens arroxeadas devido à meteorização), siltitos com estratificação entrecruzada de pequena escala, quartzovaques e quartzitos impuros em bancadas centimétricas a decimétricas, e ortoquartzitos, em especial nas proximidades do contacto com a Zona de Ossa-Morena. A unidade está afectada por uma fase principal de deformação, com clivagem xistenta associada, mas como poderemos observar, nas proximidades do cavalgamento de Ferreira – Ficalho a deformação é maior, ocorrendo «*boudinage*» e milonitização, induzidas pelo cisalhamento esquerdo associado ao cavalgamento. A Formação de Horta da Torre forneceu esporos e acritarcos do Fameniano inferior a médio (Oliveira *et al.*, 1986) sendo considerada a unidade mais recente do Grupo de Ferreira – Ficalho, contudo esta opinião não é unânime (veja-se a discussão em Oliveira *et al.*, 1992).

Semelhanças lito-crono-estratigráficas registadas entre a Faixa Piritosa, o Grupo de Ferreira Ficalho e bacias da Zona de Ossa – Morena como a da Toca da Moura e São Cristóvão, levaram autores como Silva (1988) e Hoyman (1999) a retirar importância à sutura Sul Ibérica interpretando-a como uma zona de cisalhamento ao longo da qual se regista um magmatismo intrusivo sintectónico.

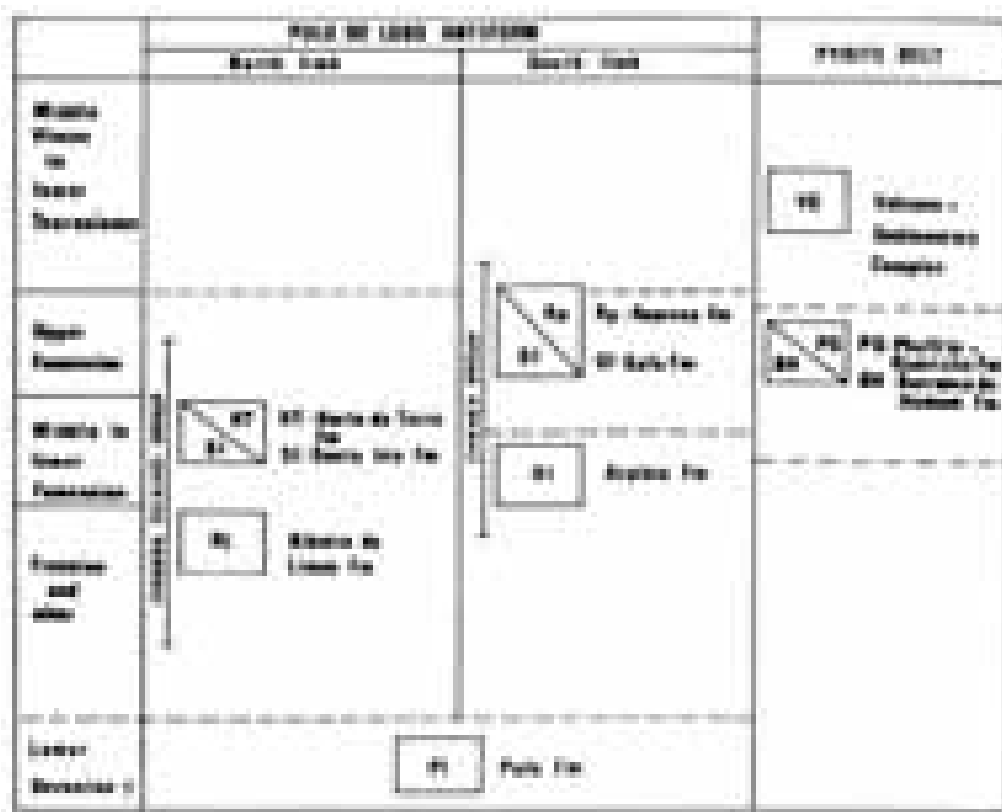


Fig. 2.50 – Estratigrafia da Zona Sul – Portuguesa. Adaptado de Oliveira *et al.*, (1992).

3. EVOLUÇÃO TECTONOESTRATIGRÁFICA DA ZONA DE OSSA – MORENA E ESTRATIGRAFIA SEQUENCIAL APLICADA À REGIÃO EM ESTUDO

3.1. Introdução

Este capítulo, situa-se na continuidade do anterior com vista a traçar a Evolução Geodinâmica da Zona de Ossa – Morena, em particular nos sectores em análise.

Quando o conceito de alastramento dos fundos oceânicos foi aceite nos anos 60 do século XX, as consequências que esta teoria teria na moderna geologia começaram a florescer. J. Tuzo Wilson (1966, 1972), foi um dos geólogos que primeiro reconheceu o papel que a tectónica de placas poderia desempenhar no estudo do registo geológico. A ideia de partida é muito simples: se os continentes se afastam nos riftes formando novos oceanos, outros devem fechar-se formando cadeias orogénicas. Na História da Terra este processo deve ter-se repetido continuamente, desde que é possível reconhecer a existência de placas tectónicas. Um exemplo é dado pelo oceano Iapetus¹ que existiu entre a Escócia e a Inglaterra, separando também parte da actual América do Norte de parte da Europa no Paleozóico inferior (Fig. 3.1); este oceano desapareceu durante as Orogenias Caledónica e Varisca (Europa) e Tacónica, Acadiana e Allegheniana (América do Norte) no fim das quais ter-se-ia formado o Supercontinente Pangea. Mais tarde (no Mesozóico) aproximadamente ao longo da mesma sutura onde existiu o Iapetus, abriu-se o actual Oceano Atlântico. Este ciclo é conhecido como “Ciclo de Wilson”, que se traduz pelos seguintes pontos:

¹ Um dos Titãs, pai de Prometeu e Atlas e um ancestral da raça humana, segundo a mitologia grega.

1. “Rifting” (separação) dos continentes por diapirismo mantélico;
2. Deriva continental, alastramento dos fundos oceânicos e formação de bacias oceânicas;
3. Fecho progressivo das bacias oceânicas por subducção da litosfera oceânica, e
4. Colisão continental e desaparecimento completo das bacias oceânicas.

Daqui resulta que os conceitos de Estratigrafia e Geodinâmica estão profundamente ligados no sentido em que as características dos materiais sedimentares são influenciadas, não só pelos paleoambientes mas também pela morfologia das bacias de sedimentação que se formam em diferentes contextos geodinâmicos.

A introdução destes conceitos é importante, pois a situação estratigráfica dos materiais em estudo não pode ser dissociada da evolução geodinâmica na qual os mesmos evoluíram.

A extensão do Ciclo de Wilson para a História da Terra conduziu ao “Ciclo dos Supercontinentes” (Nance *et al.*, 1988; Brendan, 1992). Este afirma que no passado os continentes terão estado juntos mais do que uma vez, este carácter cíclico teria um período de aproximadamente 500 Ma, pelo que futuramente as massas continentais voltarão a estar juntas. É actualmente aceite por algumas fontes (*i.e.* Unrug, 1997; Dalziel, 1997; Hoffman, 1991, Weil, & Van der Voo, 1998; Karlstrom, *et al.*, 1999) que teria existido no Precâmbrico um “supercontinente” designado por Rodínia (\pm 700 Ma). A fragmentação dum supercontinente é acompanhada de episódios tectónicos, magmáticos e sedimentogénicos característicos. No que concerne a este último aspecto Vail *et al.* (1977) desenvolveram um modelo que relaciona as sequências sedimentares com o nível eustático. Mais adiante referiremos em que consiste este modelo que admite ciclos de primeira (duração superior a 50

Ma), segunda (3 a 50 Ma) terceira (0.5 – 3 Ma) e quarta, quinta e sextas ordens (inferiores a 500.000 anos).

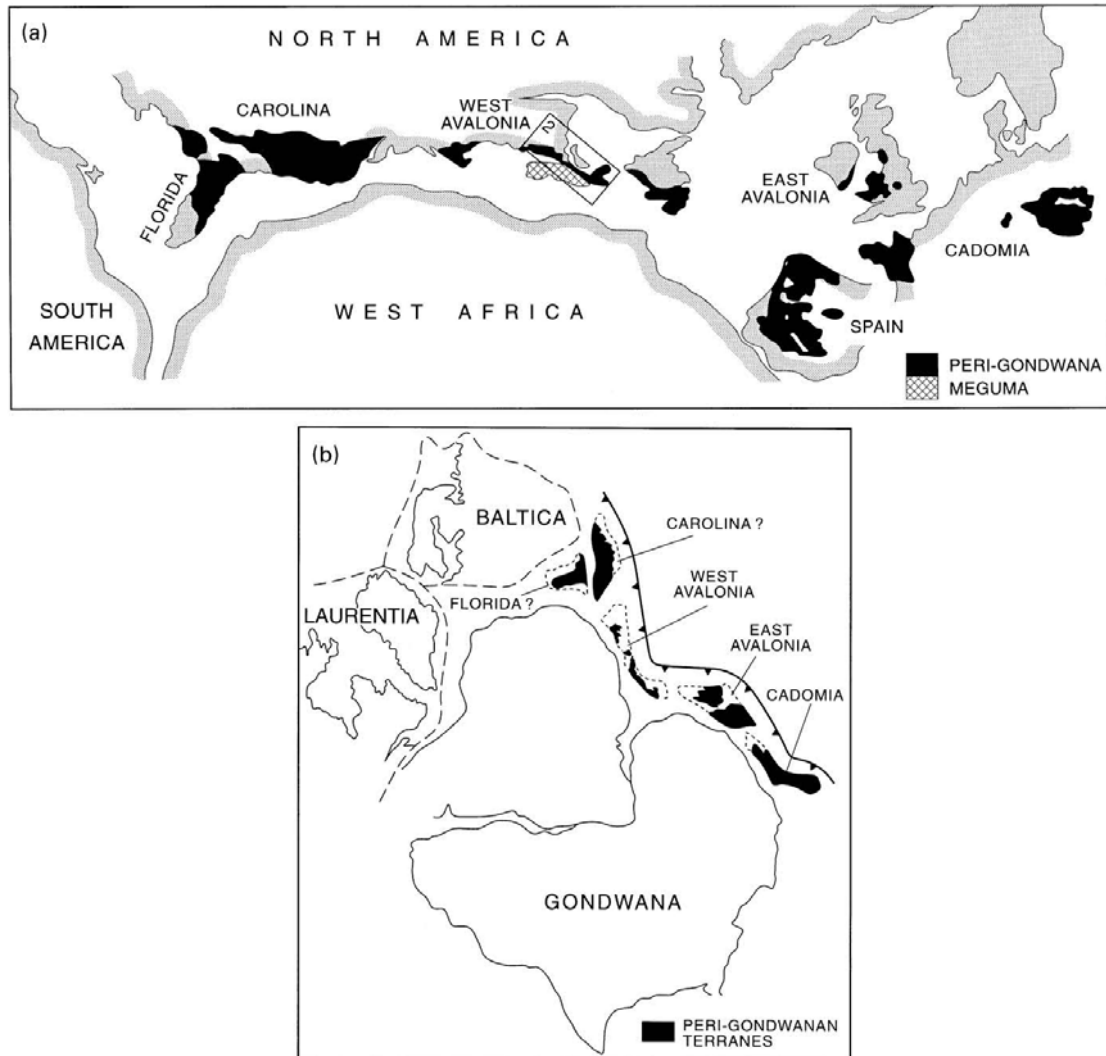


Fig. 3.1 – (a) Mapa dos contornos continentais mostrando a distribuição dos terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos antes da deriva mesozóica. Adaptado de Murphy *et al.*, (2001), segundo Strachan & Taylor (1990). (b) Distribuição proposta para os terrenos peri-Gondwânicos Neoproterozóicos (Nance & Murphy, 1996 & Dalziel, 1992 in Murphy *et al.*, 2001).

No caso particular da Zona de Ossa – Morena merecem especial atenção as sequências que se depositaram no Câmbrico. Este período corresponde a uma fase distensiva, inter orogêneses (Cadomiana e Varisca). Assim sendo

vejamos, em particular como este modelo nos esclarece acerca dos eventos sedimentogénicos no início do Paleozóico da Zona de Ossa – Morena.

Pela sua duração, a aplicação do modelo de Vail *et al.* (1977) ao Câmbrico da Zona de Ossa – Morena faz-se obrigatoriamente através de um ciclo de segunda ordem. Os sedimentos, com carácter predominantemente transgressivos da base para o topo, apresentam no fim do Câmbrico médio um período regressivo, necessariamente de segunda ordem. Este tem carácter regional, o que está de acordo com o previsto pelo modelo. Os sedimentos põem em evidência a abertura de uma bacia de sedimentação pouco profunda, que terá começado a formar-se no fim do Proterozóico superior. Assim a discordância basal sobre a qual se vão depositar os "conglomerados de base do Câmbrico", teria resultado de plataforma de abrasão anterior (discordância angular – Regressão Córdova, Liñan & Quesada, 1990). Estes "conglomerados de base" com expressão regional importante (Gonçalves, 1970) corresponderiam aos depósitos formados quando o mar estava "mais profundo, mas já a subir" e é a partir deles que se segue a deposição das séries câmbricas.

A análise sequencial estratigráfica desenvolvida nos últimos anos (Vail *et al.*, 1977; Haq, B., 1991; Duval *et al.*, 1992; Rowley & Marwick, 1992; Cramez, C., 2003) vem revolucionar o modo de encarar a estratigrafia como ferramenta auxiliar indispensável para a compreensão da génese e evolução de paleoambientes sedimentares.

O carácter sequencial, dinâmico e cíclico das variações eustáticas explica, quando aplicado a casos concretos, as associações litológicas que se encontram em determinada região. Quando há um controle paleontológico, pode demonstrar-se que diferentes litologias depositadas em fácies distintas, estão cronoestratigraficamente relacionadas. Deste modo não será de admitir

que, mesmo não existindo este controle paleontológico, mas apenas litológico, possa ser estabelecida idêntica correlação em antigas bacias paleontologicamente mais pobres? Dada a escassez de dados paleontológicos nos sectores setentrionais da Zona de Ossa – Morena este aspecto é particularmente importante.

É com base neste pressuposto que vamos tentar explicar a evolução sequencial estratigráfica do Câmbrico peninsular da Zona de Ossa – Morena (Fig. 3.2). Do estudo realizado resulta muito clara a relação entre o Câmbrico inferior que aflora na área do anticlinal de Estremoz, com os outros afloramentos câmbricos da Zona de Ossa – Morena existentes em Portugal e em Espanha, pelo que optamos por apresentar uma análise global algo detalhada, mas de modo algum exaustiva.

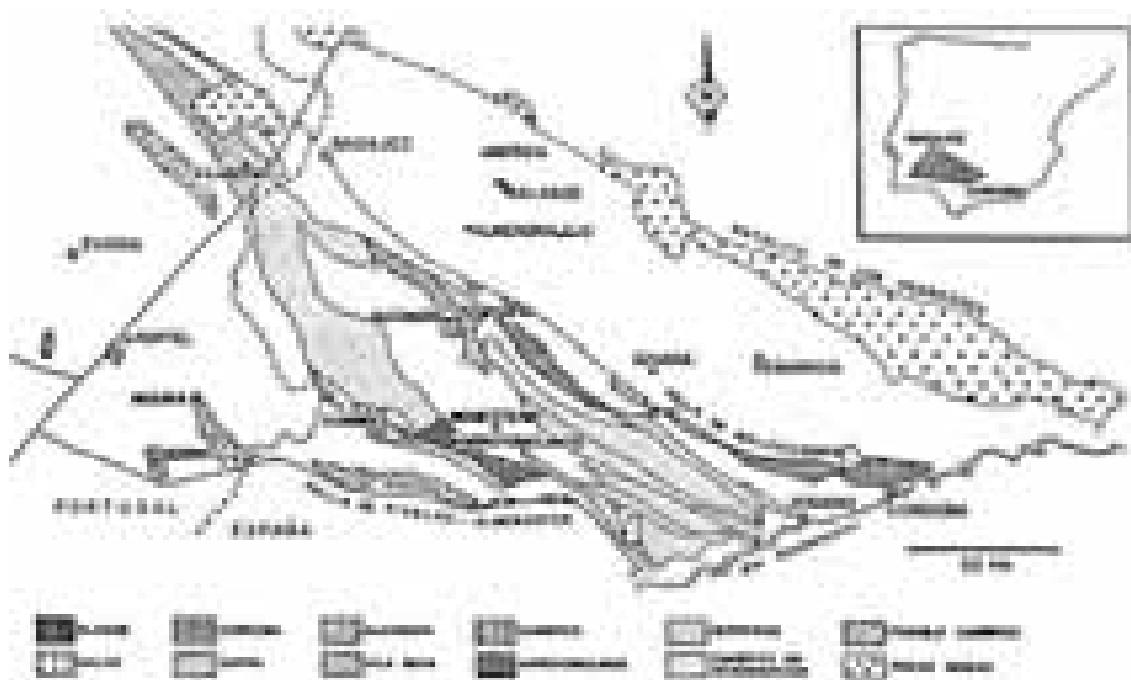


Fig. 3.2 – Distribuição geográfica das principais Unidades Tectonosedimentares do Câmbrico da Zona de Ossa – Morena. Adaptada de Liñan, 1984 e Liñan & Quesada, 1990 in: Perejón, E. & Moreno-Eiris, E. (1992).

A evidência para a existência de um antigo Oceano (Iapetus) (Wilson, 1966; Roberts & Gaie, 1968, *in*: Windley, 1977; Pharoh, T., 1999) resulta da aplicação da teoria da tectónica de placas à formação das cordilheiras Caledónico – Appalachianas e implica a abertura dum oceano no Paleozóico inferior e o seu fecho no Paleozóico superior. A Fig. 3.3 representa a migração e acreção pês câmbrica dos principais terrenos continentais aos continentes Gondwana e Laurência. É neste contexto mais global que se enquadra o registo estratigráfico do Paleozóico no Autóctone Ibérico que pode considerar-se formado por três episódios tectono sedimentares sobrepostos (Quesada, 1990):

- 1) Fase inicial de "rifting";
- 2) Fase de margem passiva;
- 3) Fase sinorogénica.

A fase de "rifting" é detectada na Península Ibérica durante o Câmbrico, tem expressão máxima na Zona de Ossa – Morena onde se desenvolve um magmatismo bimodal importante com quimismo fundamentalmente alcalino (localmente peralcalino) e toleítico (Munhá, 1988). As fases 2 e 3 desenvolvem-se a partir do Ordovícico.

Na Zona de Ossa – Morena a fase inicial de "rifting" começa com uma transgressão importante, marcada pelo estabelecimento de plataformas carbonatadas sobre sequências terrígenas deltaicas e continentais ("red beds") de sudoeste para nordeste (Liñan & Quesada, 1990 *in*: Quesada, 1991). Esta plataforma é alvo de colapso no fim do Câmbrico inferior, que atribuímos à actuação de falhas lítricas resultantes da distensão crustal que então ocorria, deste modo formando-se uma estrutura em "horsts" e "grabbens" com séries que, segundo Quesada (1991) terão atingido espessuras superiores a 8 Km.

Simultaneamente ocorreram importantes extrusões de seqüências vulcânicas ácidas e básicas.

A ausência de Câmbrico superior na Zona de Ossa – Morena é interpretada por Quesada (1991) como uma regressão causada pela expansão térmica da crosta em extensão, este levantamento crustal seria responsável por um período erosivo. Na verdade, até à data apenas existe um afloramento datado do Câmbrico superior por Palácios (1993) na barragem de “La Albuera del Castellar”, no flanco norte do Antiforma de Olivença – Monesterio.

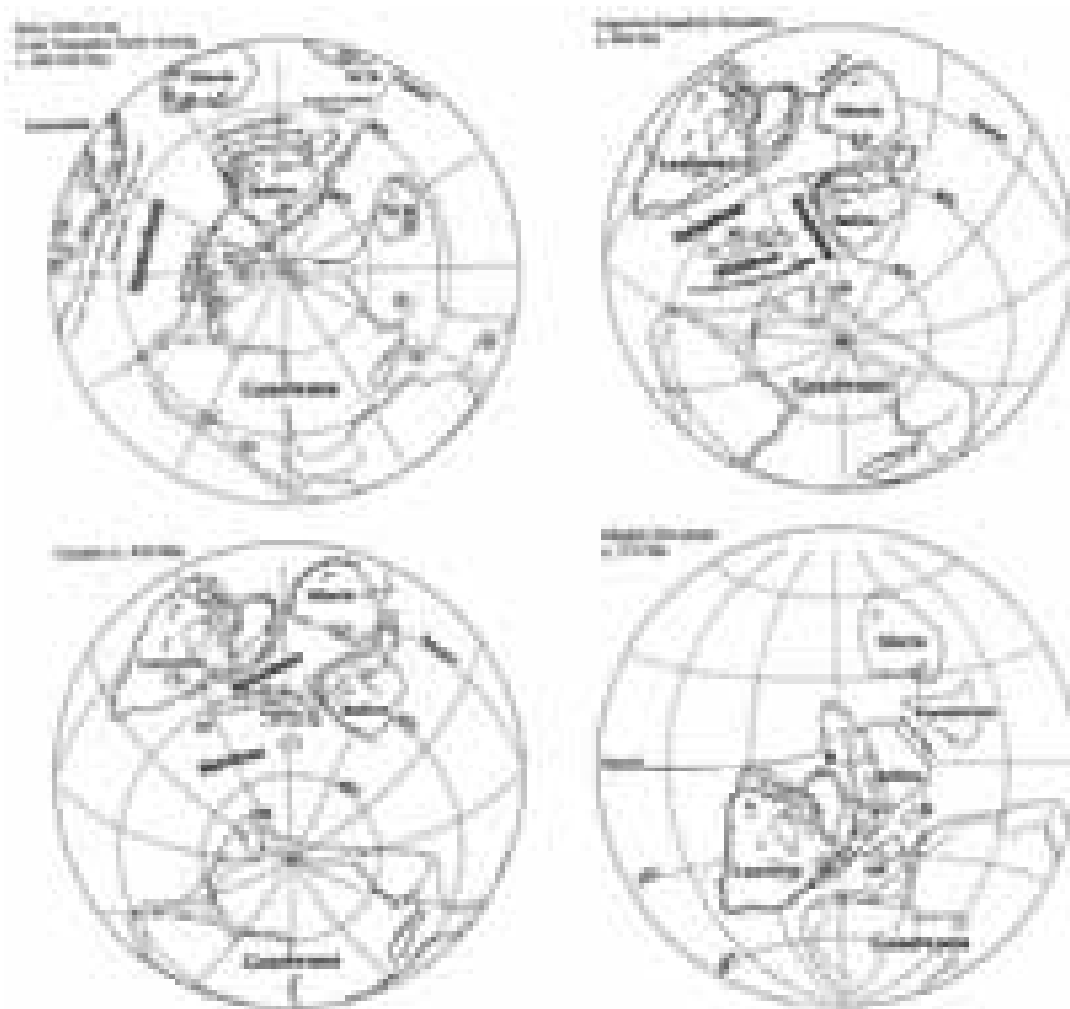


Fig. 3.3 – Reconstruções paleogeográficas ilustrando a acreção paleozóica de terrenos. AR – Maciços variscos europeus (Armorica, Ibéria e Boémia); AV – Terreno de Avalonia; B – Terreno da Boémia; BA – Terreno de Barentsia; NCB – Bloco chinês norte, e SCB – Bloco chinês sul. (Torsvik, 1998; *in*; Pharaoh, 1999).

Na área em estudo não há evidências para que se tenha aberto um vasto Oceano com extrusão de grandes volumes de basaltos oceânicos. Algum “*rift*” que aqui tenha nucleado, teria migrado (em coordenadas actuais) para SW, originando presumivelmente o Ófiolito de Beja – Acebuches (Munhá et al. 1986). Ainda assim, ocorrem metavulcanitos félsicos e máficos nas Formações de Vila Boim e da Terrugem. No entanto a composição das lavas máficas é distinta. Na primeira são francamente toleíticas, ao passo que no Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem, que se lhe sobrepõe, são alcalino-transicionais, com elementos incompatíveis típicos de basaltos intra-placa (Mata & Munhá, 1990).

Em que condições se podem formar os “*Rifts*”? - As tensões intraplaca podem formar rifts, possivelmente devido à menor espessura da crosta e certamente devido a zonas de fraqueza que persistam (devido a antigo “*rift*” ou sutura). A reabertura do Oceano Atlântico próxima do antigo Oceano Iapetus (Wilson, 1966) é disto um bom exemplo. A abertura de um novo oceano também pode começar pela ascensão do manto quente, hipótese da pluma mantélica de Morgan (1971,1972. in: Miall, 1985), Nance *et al.* (1988) (Fig. 3.4). A continuação do processo permitiria a nucleação do rifte (Fig. 3.5) até se atingir um estágio de margem continental passiva (Fig. 3.6). Estas figuras representam uma evolução simplista que se pode tornar bem mais complexa.

Têm-se proposto vários mecanismos para explicar a génese de “*grabbens*” nos rifts. Estes podem provocar descidas até 5 Km permitindo a acumulação de quantidades significativas de sedimentos. Bott (1978, 1982. in: Miall, 1985) sugere que os primeiros 10 a 20 Km mais superficiais da crosta deformem de modo frágil ao passo que mais profundamente a crosta deforme de modo dúctil. Deste modo pode ocorrer uma extensão crustal muito

importante. As falhas que nas margens continentais em distensão se atenuam em profundidade para o lado do oceano têm o nome de "falhas lítricas" (Fig. 3.7). Terá sido este mecanismo que no Câmbrio inferior e médio conduziu à compartimentação em blocos nos sistemas de deposição na Zona de Ossa – Morena? Esta é sem dúvida uma hipótese bem plausível. A Fig. 3.8 esquematiza a evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior, segundo Araújo (1995) e que corresponde aos estádios de “rifting” e margem passiva do ciclo de Wilson. A fase orogénica desenvolve-se em dois eventos diacrónicos desde o Devónico médio ao Vestefaliano superior (Silva, 1997).

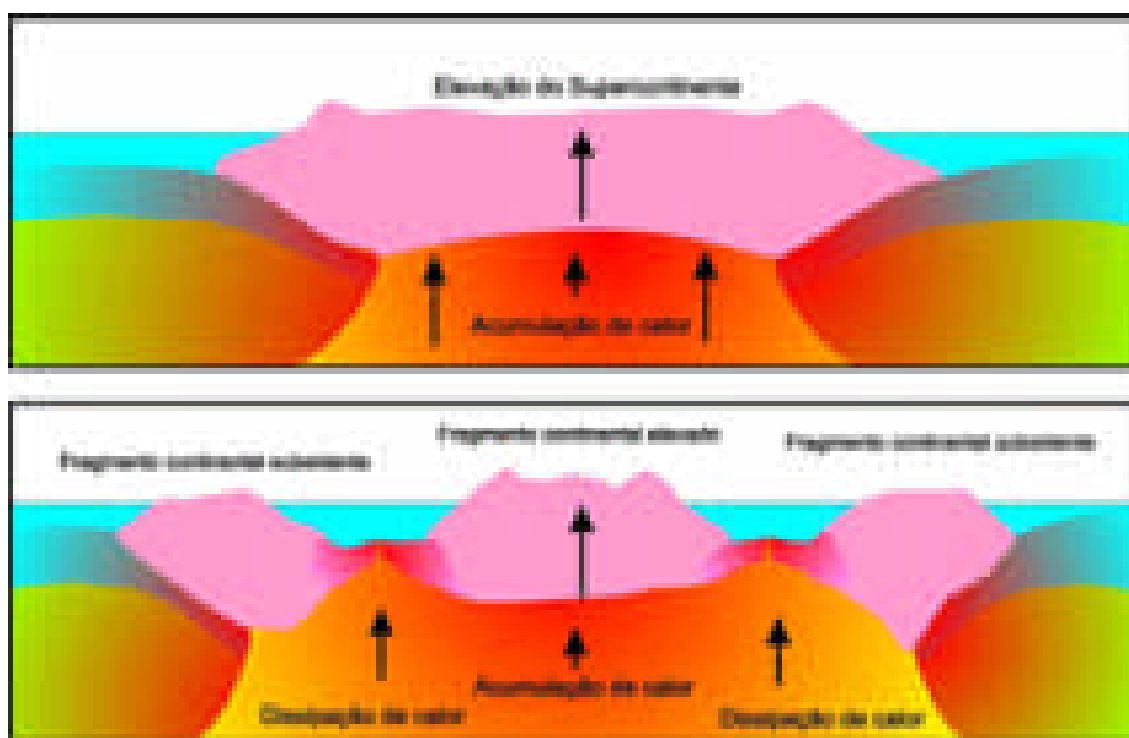


Fig. 3.4 – O calor controla a elevação do Supercontinente e conseqüentemente a sua fragmentação. Em cima, um Supercontinente rodeado por zonas de subducção (onde os materiais dos fundos oceânicos mergulham sob o continente), permanece estacionário em relação ao manto subjacente. O calor que se acumula sob o continente vai provocar a sua subida. Em baixo, depois de o Supercontinente se fragmentar, o bloco desce à medida que se afasta. O bloco central tende a ficar elevado. A África actual é um exemplo de bloco estacionário.

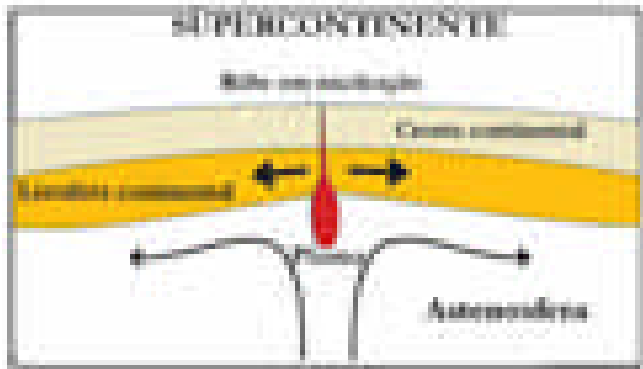


Fig. 3.5 – Esquema representativo de um rifte em fase inicial de nucleação do centro de alastramento. A crosta continental poderia representar o continente Gondwana. A subida da pluma mantélica provoca a formação de um doma com o desenvolvimento de uma câmara magmática por baixo.

Fig. 3.6 – Num estado mais avançado, à medida que a extensão continua, formam-se bacias oceânicas nas margens continentais das mesmas depositam sedimentos trazidos pelos rios que podem formar espessa seqüências sedimentares.

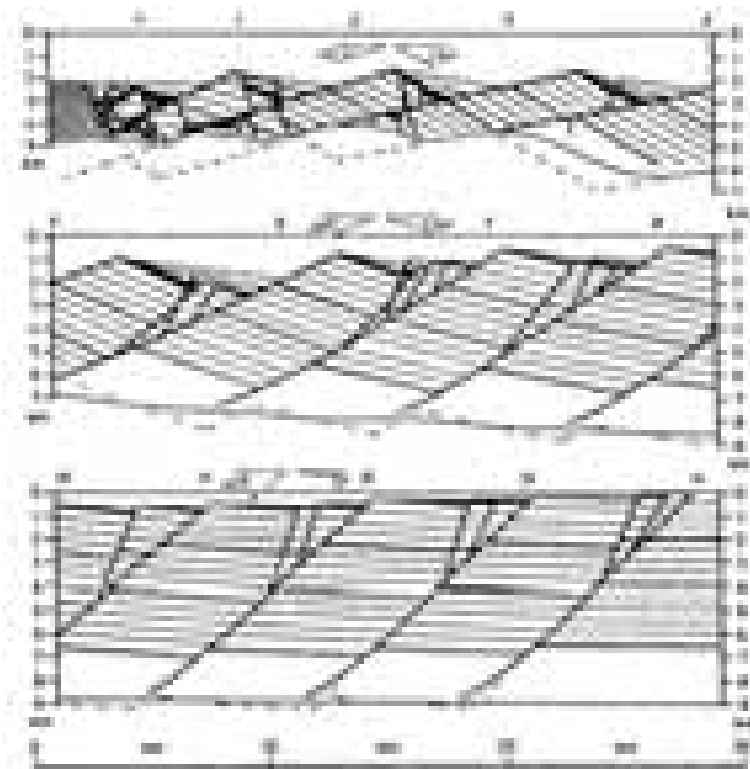


Fig. 3.7 – Modelo estrutural de desenvolvimento de uma margem continental. A deformação frágil ocorre nos níveis mais superficiais, aí as falhas são planares. A deformação plástica ocorre em níveis mais profundos onde se podem formar falhas lítricas curvas. Adaptado de Le Pichon *et al.*, 1982.

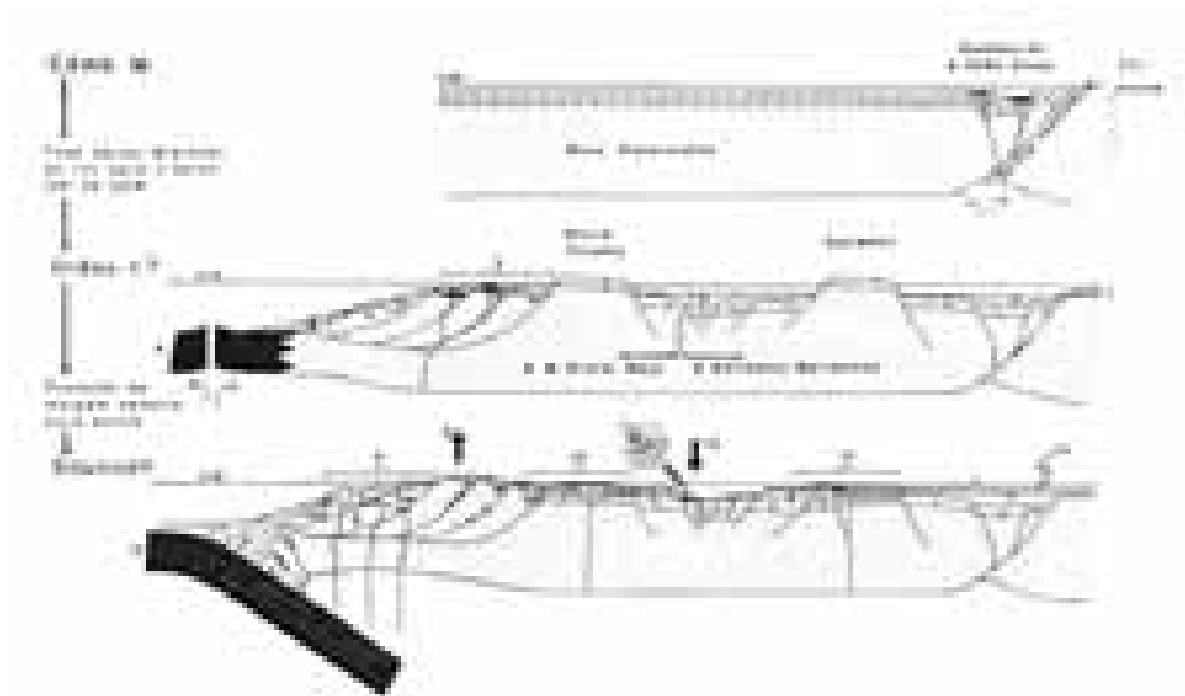


Fig. 3.8 – Representação esquemática da evolução da ZOM durante o Paleozóico Inferior, segundo Araújo (1995): 1 – Sedimentos do Câmbrio Inferior e Médio (plataforma carbonatada e sedimentos terrígenos suprajacentes – Formações de Vila Boim, Terrugem e Fatuquedo); 2 – Sedimentos ordovícicos (Formações de Barrancos, dos "Xistos com Phyllocytes" e de Ossa⁰); 3 – Vulcanismo básico com assinatura MORB, intercalado em calcários e sedimentos pelíticos (Unidades de Moinho de Vilares e da Mina do Pequito, anfibolitos e calcários do Complexo de Monte Insua[?]); 4 – Sedimentos pelíticos distais; 4a – Rochas hipabissais calco- alcalinas intruídas em sedimentos pelíticos; 5 – Granitóides crustais (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal[?]); 6 – Litosfera oceânica (protólito das Unidades de São Lourenço, do Barranco do Vale Corvo e do Monte da Boleja); 7 – Quartzito Armoricano; 8 – Arco vulcânico (protólito da Unidade da Azenha da Rabadoa e dos Gnaisses da Horta do Zambujal[?]); 9 – Início do levantamento do bordo SW do Domínio de Évora- Beja; 10 – Complexo Vulcano – sedimentar de Moura- Ficalho; 11 – "Slumps" associados a escorregamentos para NE, em formações silúricas; 12 – início da formação do fosso onde se irá depositar a Formação de Terena; 13 – Complexo Vulcano – sedimentar de Estremoz; 14 – Sedimentos silúricos (líditos e xistos negros); 15 – Início da formação de um prisma acrecionário.

3.2. O modelo de Vail (Vail *et al.*, 1977)

Antes de relacionarmos as séries litológicas pertencentes ao Câmbrio da Zona de Ossa – Morena como o modelo, vejamos muito sumariamente em que é que este consiste. O "Modelo de Vail" é conceptualizado a partir da caracterização de ciclos estratigráficos com períodos de tempo superiores a 10.000 anos e que podem ser reconhecidos no registo geológico. Os ciclos principais são quatro:

- 1. Ciclos de Supercontinentes (Invasão continental):**
- 2. Ciclos transgressivos e regressivos maiores;**
- 3. Sequências, e**
- 4. Parassequências.**

O primeiro é definido com base na área relativa dos continentes que é coberta por rochas sedimentares ao tempo da sedimentação. Estes ciclos induzem variações importantes na linha de costa e tem duração superior a 50 Ma são os ciclos de primeira ordem. Devem-se a variações tectono – eustáticas do nível do mar que correspondem a variações no volume das bacias oceânicas induzidas pela ruptura ou pela agregação de Supercontinentes. No Fanerozóico há dois ciclos de primeira ordem, um que começa no Proterozóico terminal e termina no Triásico basal e outro que desde o Triásico basal vem até à actualidade. Estes ciclos representam-se no Diagrama de Haq *et al.* (1991) pela linha mais suave (Fig. 3.9).

Os segundos ciclos definem-se com base na variação média da linha de costa. Formam os ciclos de segunda ordem e a sua duração varia de 3 a 50 Ma. Crê-se que estes ciclos resultem de variações na taxa de subsidência tectónica regional e/ou nas variações da taxa global tectono-eustática (Figs. 3.9 e 3.10). A tectono-eustasia varia devido a grandes variações na taxa de formação dos fundos oceânicos nas cristas médias e conseqüentemente no seu alastramento,

tudo isto faz com que a dimensão das bacias de sedimentação varie. Estes ciclos representam-se na curva eustática de Haq et al. (1991) por variações de longo termo (Fig. 3.9). A relação entre esta curva eustática e a posição relativa dos continentes para os últimos 560 Ma foi realçada por Vail *et al.*, (1990) (Fig. 3.10).

Miall (1985) aponta uma série de causas para a variação eustática do nível do mar. As que causam variação no volume das bacias (diferenciação da litosfera; preenchimento das bacias oceânicas por sedimentos; encurtamento crustal em períodos de orogénese; Variações na taxa de alastramento das cristas médias; dissecação de pequenas bacias oceânicas; variações no geóide e movimentos tectónicos verticais) e as que causam variação no volume de água disponível (crescimento e diminuição das calotes polares, variações no volume da hidrosfera; variações na temperatura dos oceanos e variações no teor da mistura de gases na atmosfera).

De todas estas as que podem explicar variações verticais de centenas de metros serão sem dúvida as relacionadas com o alastramento dos fundos oceânicos pelo que estarão intimamente relacionadas com os ciclos de segunda ordem atrás referidos. As sequências identificam-se pelas variações dos planos de sedimentação inclinados e acomodados uns em relação aos outros. São estas sequências que vão constituir os ciclos de segunda ordem. Nelas se definem três cortejos de sedimentação Quadro 3.1 e Fig. 3.11:

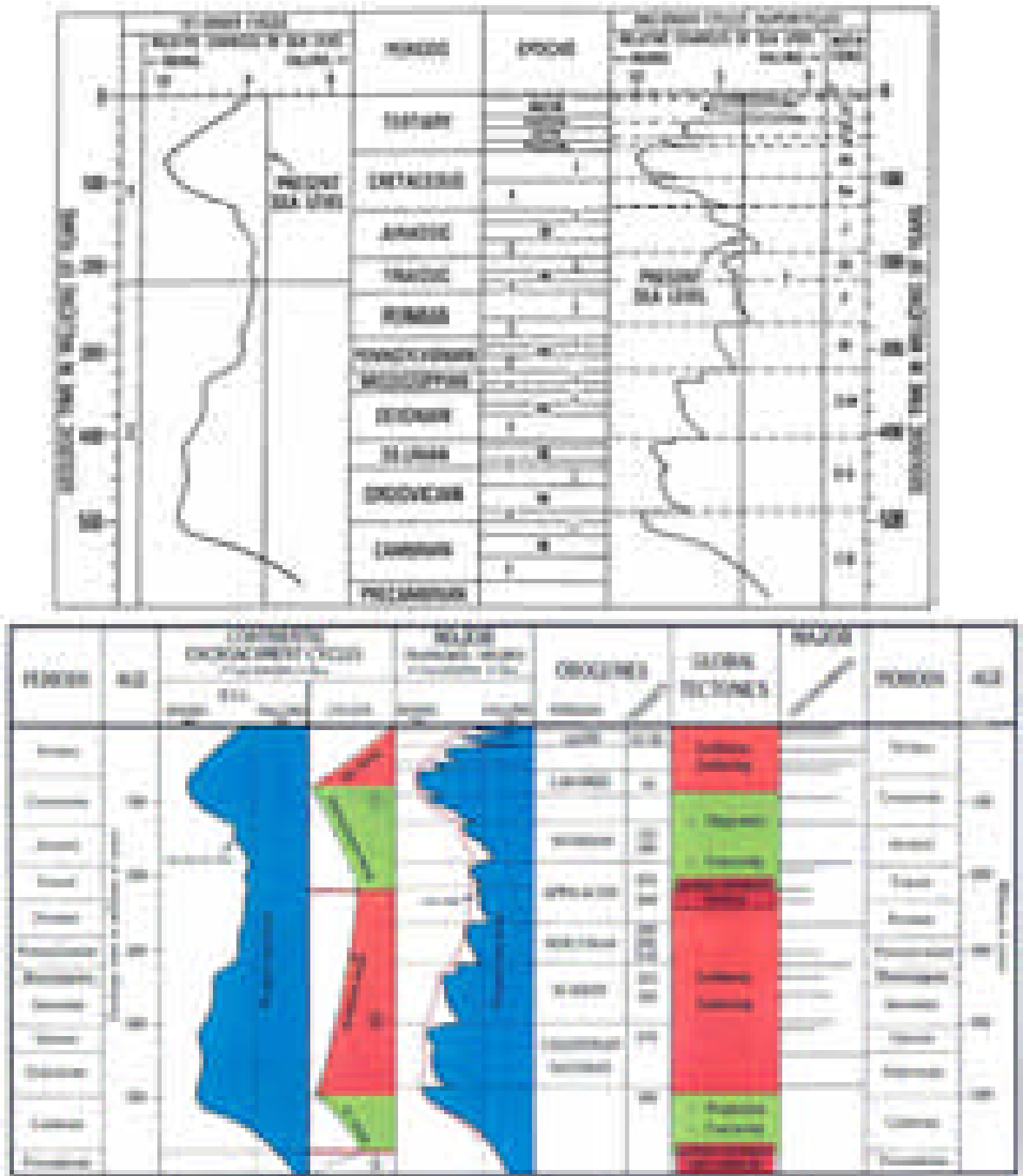


Fig. 3.9 – Em cima: Ciclos de primeira e segunda ordem durante o Fanerozóico, adaptado de Vail *et al.*, 1977; Em baixo – Eustasia e ciclos orogénicos durante o Fanerozóico. Os ciclos eustáticos de primeira ordem mais recentes iniciam-se no início do Triásico e vêm até ao presente. O Triásico representa o período de uma invasão gradual dos cratões continentais por sedimentos. O Jurássico e o Cretácico inferior correspondem a períodos onde os sedimentos se depositam nas margens continentais. Crê-se que o Turoniano inferior corresponda ao nível eustático máximo. O Cretácico superior e o Cenozóico caracterizam-se por uma diminuição gradual generalizada de sedimentos nas margens continentais e bacias marginais. O ciclo eustático de primeira ordem mais antigo começa no Proterozóico superior e termina no Pérmico. Ao Proterozóico terminal corresponde um período de lenta invasão continental por sedimentos com regressão. No Câmbrio dá-se uma transgressão generalizada, o Ordovício corresponde ao nível eustático máximo e do Silúrico ao Pérmico o nível eustático vai diminuindo gradualmente. Adaptado de Vail *et al.*, 1992.

As sequências são tipicamente de terceira ordem, ou seja têm uma duração entre 0.5 Ma e 3 Ma anos. No entanto em certos casos, podem ter uma menor duração e por isso pertencerem a um ciclo de quarta ordem. Na curva eustática de Haq *et al.* (1991) as sequências representam-se como curvas de curto termo (Fig. 3.11).

Parassequências correspondem a intervalos de tempo que são definidos com base em bancadas que estão dirigidas para cima ou pelas suas superfícies correlativas em terra em ambientes não marinhos (Fig. 3.11). Podem ser periódicas ou episódicas. As periódicas têm sido consideradas devidas aos ciclos orbitais de Milankovitch e as episódicas a uma autociclicidade ou a processos tectónicos locais. As parassequências formam os cortejos sedimentares e variam desde a quarta à sexta ordem *i. e.* com tempo de duração entre 10.000 e 500.000 anos. Estas parassequências são normalmente aquilo que se observa nos testemunhos de um furo de sondagem.

É claro que o estabelecimento deste modelo não é aceite por todos, assim há quem com ele não concorde. Para Vail *et al.*, (1977), os acontecimentos globais podem ser reconhecidos em todo o mundo e para tal apoiam-se na evidência do carácter estratigráfico cíclico que é tão óbvio que qualquer observação negativa a este respeito se deverá antes de mais a imperfeições no registo geológico, à biostratigrafia local ou ainda a factores de natureza tectónica ("*A teoria precede a observação*"³ – que livremente se pode traduzir por: "se a realidade não se adapta ao modelo que se mude a realidade") é claro que este pressuposto é altamente criticável, se é verdade que "*os olhos só vêem o que a mente antecipa*"⁴ e, deste modo, um modelo deve ser um guia orientador na procura de dados mas à medida que novos dados sejam

³ Citação de Karl Popper.

⁴ Citação de António Ribeiro.

obtidos, o modelo deve ser objectivamente reformulado em função dos mesmos.

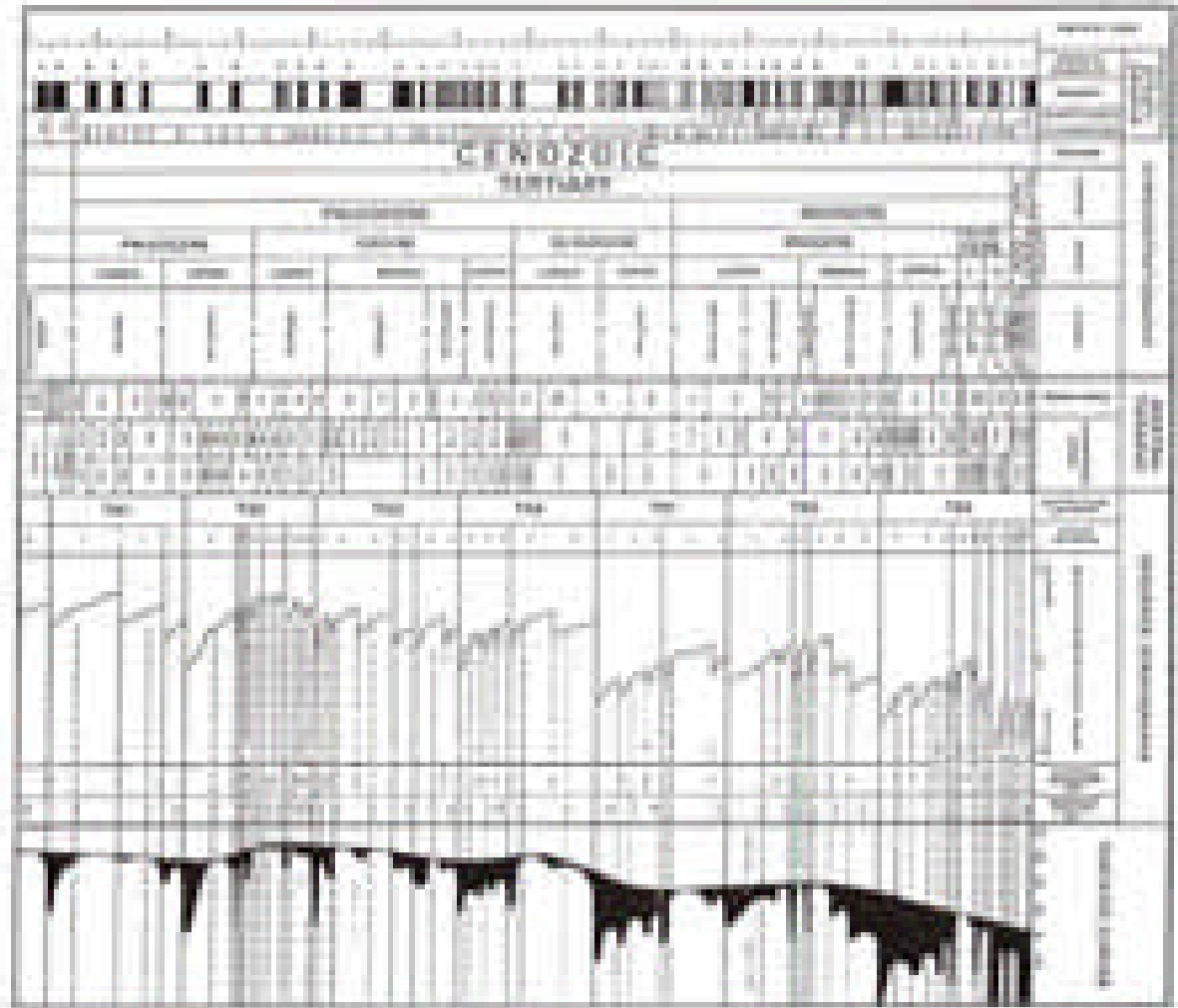


Fig. 3.11 – Exemplo da relação entre o nível da linha de costa e as curvas eustáticas de Haq *et al.*, (1991) de curto e longo termo no Jurássico superior e Cretácico.

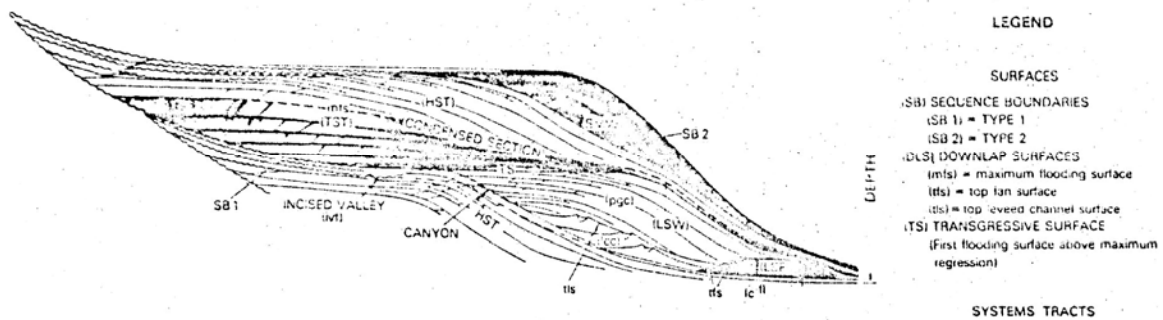


Fig. 3.12 – Exemplo de “cortejo”, ou conjunto sedimentar, representativo de uma seqüência. (Retirado de Haq *et al.*, (1991).

Autores como Jeleztky (*in* Miall, 1985, sem referência), na sua maioria essencialmente biostratigrafos, afirmam que a fraca precisão na determinação da idade por via radiométrica e a imprecisão na determinação do paleomagnetismo, ainda não permitem estabelecer um controle eustático global rigoroso. A dicotomia existente pode ser comparada à que ocorreu entre os defensores e opositores da tectónica de placas e representa o modo como os cientistas podem interpretar os dados. Uns, como Vail, tentam generalizar tudo e constroem modelos, outros não acreditam em nada e buscam sempre mais dados. A tensão entre estes dois grupos é saudável e a ciência desenvolve-se graças aos modelos elaborados mas é a revisão crítica por parte dos colectores de dados que vai dando credibilidade a estes mesmos modelos.

3.3. O modelo aplicado à Tectonoestratigrafia da Zona de Ossa – Morena

Vimos atrás que quando duas placas se separam devido ao alastramento dos fundos oceânicos, desenvolvem-se bacias oceânicas. Nas margens continentais divergentes que então se desenvolvem, podemos considerar a génese de bacias que se formam pelo afastamento ortogonal ou oblíquo das duas placas, controlado por falhas transformantes. No caso da evolução das bacias de sedimentação câmbria da Zona de Ossa – Morena esta dualidade está ainda em discussão, por exemplo os modelos de Liñan & Perejón (1981) e de Liñan & Quesada (1990) adaptam-se melhor a uma separação ortogonal dos blocos induzindo unidades paleogeográficas múltiplas cada qual com distinto conteúdo paleontológico e sedimentar; por seu turno Ribeiro *et al.* (1990), Eguiluz *et al.*, (1995), Lopes *et al.* (1995), Silva (1997), Pereira (1999) apresentam modelos onde a separação oblíqua em transtensão pode

desenvolver numa única bacia de sedimentação maior, diferentes zonas com pequenas diferenças transversais igualmente com uma geometria do tipo “horst” e “graben” (Oliveira *et al.*, 1991), (Fig. 3.11).

O estudo exaustivo dos ciclos de terceira, quarta ou maior ordem requer um conjunto de dados de natureza paleontológica e estratigráfica que não investigámos em pormenor. A análise que iremos fazer estará compreendida na ligação de dados bibliográficos e alguns de observação directa, a um ciclo de segunda ordem que corresponde a uma transgressão que se inicia no Proterozóico terminal. Começemos, pois, por uma análise da estratigrafia regional, do Precâmbrico superior ao Câmbrico da Zona de Ossa – Morena.

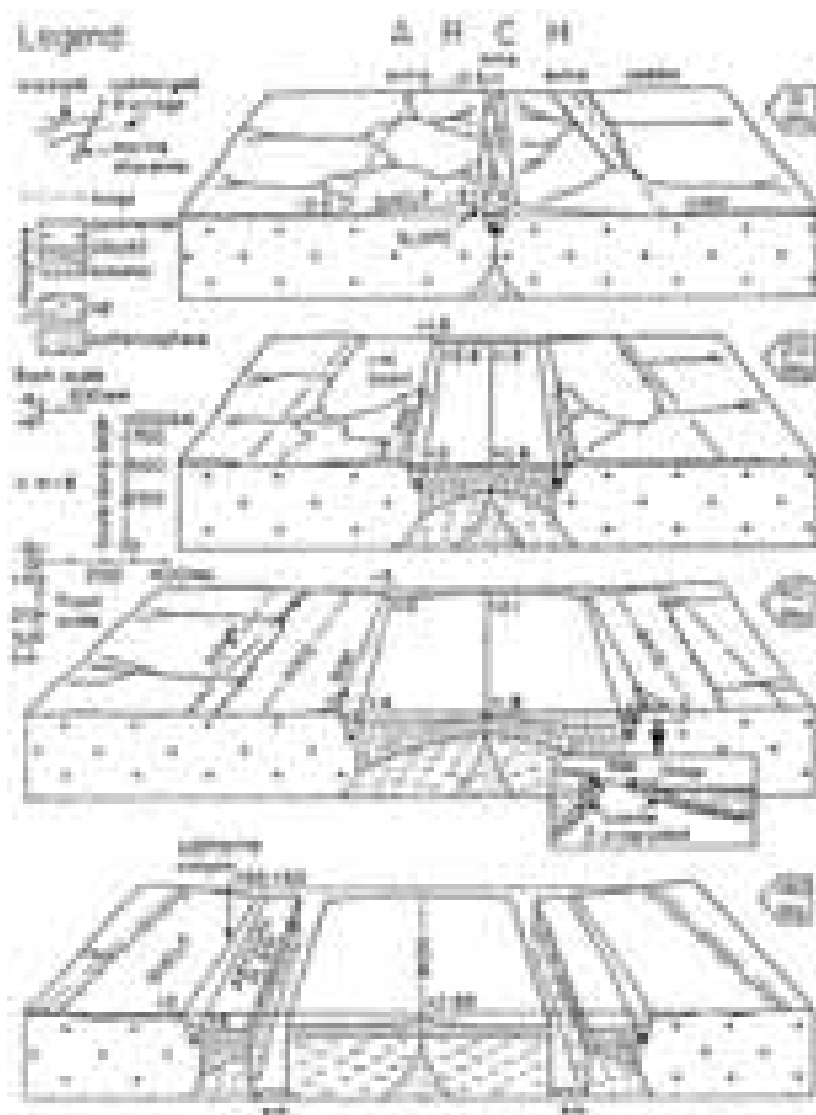


Fig. 3.13 – Bloco diagrama representativo do desenvolvimento de uma bacia de sedimentação, durante a ruptura de um continente. Adaptado de Veever, 1981 In: Miall, 1985.

3.3.1. Precâmbrico da Zona de Ossa – Morena

Os terrenos mais antigos que afloram na área estudada correspondem aos afloramentos do Precâmbrico do Sector de Alter do Chão – Elvas e à Formação de Mares, que aflora em janela estratigráfica em dois afloramentos no núcleo da estrutura de Estremoz, ambos constituídos por xistos, micaxistos, xistos negros, metagrauvaques e metachertes. No anticlinal de Estremoz e no afloramento situado a sul, para o topo afloram ainda rochas vulcanoclásticas ácidas (Gonçalves & Oliveira, 1986). Estas rochas apresentam metamorfismo de baixo grau e encontram-se, geralmente muito alteradas. Este facto impede uma análise geométrica detalhada e contínua. Ainda assim é possível estabelecer uma comparação litológica com outros afloramentos similares da Zona de Ossa – Morena (Fig. 3.14). Os dados estratigráficos mais consistentes para as formações deste período foram apresentados por Gonçalves & Palácios (1984) que pela primeira vez determinaram a idade dos quartzitos negros da “Série Negra”. Os fósseis encontrados pertencentes ao género *Eomichrystridium* são comuns no Proterozóico superior (Brioveriano) da Europa. Os afloramentosossilíferos analisados, situam-se a sul da povoação da Urra (crista quartzítica onde se situam os v.g. Azinhal e Quinta) e estratigraficamente estão sob as rochas porfiróides da Formação da Urra, logo pertencentes à Formação de Mosteiros, isto segundo a litostratigrafia para o NE alentejano apresentada por Gonçalves & Oliveira (1986). Os poucos dados geométricos obtidos serão apresentados e discutidos no próximo capítulo.

A presença destas rochas implica, para a região, uma história geológica anterior ao Câmbrio. É dado assente que deformação dúctil polimetamórfica da Zona de Ossa – Morena do Maciço Ibérico está relacionada com uma evolução poli orogénica que inclui dois episódios tectono-metamórficos (o

Cadomiano – Proterozóico superior / Câmbrio inferior e o Hercínico (ou Varisco) – Paleozóico médio e superior).



Fig. 3.14 – Afloramentos precâmbrios da Zona de Ossa – Morena (Adaptado de Gonçalves & Carvalhosa, 1994)

Os dados petrológicos, estruturais e geocronológicos obtidos no estudo da Zona de Ossa – Morena indicam a ocorrência de episódios tectono-metamórficos e magmáticos no intervalo 620 – 480 Ma que correspondem ao Ciclo de Wilson Cadomiano na Península Ibérica. O cenário geral corresponde a uma margem continental do tipo Andino. A evolução da

orogenia cadomiana engloba os estádios de génese de um arco vulcânico; extensão “*back-arc*”; inversão tectónica, espessamento crustal e cratonização. Esta evolução é correlacionável com outros maciços Pré-Mesozoicos, nomeadamente o Maciço Armoricano francês (Eguiluz *et al.*, 1999).

Segundo D’Lemos *et al.* (1990), o Ciclo Cadomiano desenvolve-se entre os 700 e 450 Ma e é reconhecido em vários locais da Europa (D’Lemos *et al.*, 1990; Quesada, 1990; Stracham & Roach, 1990); Gebauer & Friedl, 1993). Na Península Ibérica é reconhecido no anticlinal de Narcea, nas Ilhas Sisargas, nos gnaisses de Miranda do Douro, na Cadeia Ibérica, nos domínios sul da Zona Centro-Ibérica, no Nordeste Alentejano (Lancelot *et al.*, 1985; López-Díaz, 1995; Álvaro & Vennin, 1998; Fernández-Suárez *et al.*, 1998) mas é sobretudo na Zona de Ossa – Morena que está melhor representado. Nesta zona ocorrem rochas vulcânicas e sedimentares em discordância angular com camadas fossilíferas (trilobites do Câmbrio inferior). Estas rochas sedimentares e vulcânicas do Proterozóico superior dividem-se em dois grupos. Um essencialmente sedimentar é anterior a 565 Ma (Schäfer *et al.*, 1993) e conhecido por “Série Negra”, e o grupo superior essencialmente vulcanoclástico datado do Proterozóico superior – Paleozóico inicial (Ordóñez *et al.*, 1998), esta série terminal não está representada em Portugal (Gonçalves & Oliveira, 1986).

Sucessões típicas para a “Série Negra” são reconhecidas por exemplo nas megaestruturas anticlinais de Monesterio (Eguiluz *et al.*, 1999) e de Crato – Arronches – Campo Maior (Gonçalves & Oliveira, 1986) (Quadro 3.2).

Megaestrutura anticlinal de Crato – Arronches – Campo Maior (Gonçalves & Oliveira, 1986)	Megaestrutura anticlinal de Monesterio (Eguiluz <i>et al.</i>, 1999)
1. Formação de Campo Maior – Ortognaisses migmatíticos félsicos com intercalações de anfibolitos eclogíticos (originalmente toleítos continentais) (Mata & Munhá, 1986).	1. Núcleo de alto grau – Complexo anatético granodiorítico/migmatítico.
2. Formação de Morenos – no flanco nordeste da estrutura é constituída por um conjunto epimetamórfico, constituído por metavulcanitos félsicos predominantemente piroclásticos; no flanco sudoeste é constituída por gnaisses finos de cor clara (metarcoses, metavulcanitos félsicos e micaxistos).	2. Sucessão de Montemolin – Xisto biotítico com camadas de quartzitos negros e rochas carbonatadas com intercalações anfibolíticas.
3. Formação de Mosteiros – no flanco nordeste da estrutura é constituída por xistos siliciosos micáceos escuros, siltitos por vezes grauvacóides com intercalações de metaliditos, e raros calcários associados; no flanco sudoeste apresenta na base micaxistos com intercalações de metavulcanitos básicos (anfibolitos) e no topo níveis calcossilicatados e micaxistos granatíferos, na parte terminal existem metavulcanitos ácidos associados.	3. Sucessão de Tentúdia – séria espessa com cerca de 3000 m, que corresponde a uma alternância monótona de xistos e grauvaques com importante contribuição vulcânica.
4. Formação da Urra – Antes atribuída ao Precâmbrico, esta formação encontra-se a topo da Série Negra. Pereira (1999) e Pereira & Silva (2002) consideram esta formação como sendo do Tremadociano, deixando assim de a incluir na Série Negra. É constituída por metassedimentos detríticos e vulcanoclásticos de granularidade variável, predominando na parte superior xistos e grauvaques em faixas alternantes.	

Quadro 3.2 – Correspondência entre as megaestruturas anticlinal de Crato – Arronches – Campo Maior (Gonçalves & Oliveira, 1986) Megaestrutura anticlinal de Monesterio (Eguiluz *et al.*, 1999).

Devido à cor predominantemente escura das fácies mais comuns, Carvalhosa (1965) atribuiu o termo “Série Negra” aos equivalentes em

Portugal das rochas da Sucessão de Tentúdia, no entanto a designação inicial de Frick (1941, *In: Eguiluz et al., 1999*) incluía ainda um membro superior vulcano – sedimentar que actualmente se individualiza da Série Negra e se designa por Formação de Malcocinado (Eguiluz *et al.*, 1999). A idade absoluta da Série Negra não é conhecida. A datação de zircões detríticos mais recentes aponta para uma idade de 565 Ma para os estádios finais da sedimentação (Schäffer *et al.*, 1993).

A distribuição das rochas do Proterozóico superior da Zona de Ossa – Morena por três domínios principais – um arco vulcânico; uma bacia “*back – arc*” e um domínio continental a sul (Eguiluz *et al.*, 1999) – é indicadora de uma evolução geodinâmica com carácter linear para a margem oeste de Gondwana no que respeita ao Orógeno Cadomiano.

3.3.2. Câmbrico da Zona de Ossa – Morena

O Ciclo de Wilson Hercínico começa no Paleozóico inferior com episódios de rifting continental. Os eventos orogénicos propriamente ditos ocorrem no intervalo 390 – 300 Ma (Eguiluz *et al.*, 1999).

O metamorfismo regional é geralmente de baixo grau embora se possam desenvolver domas térmicos e associações de alta pressão na dependência de zonas de subducção e exumação em eventos extensionais tardios (Eguiluz *et al.*, 1999).

3.3.2.1 Câmbrico de Alter do Chão – Elvas

Neste distinguem-se cinco séries (Oliveira *et al.* 1990). Assim sobre a Formação de Mosteiros do Precâmbrico superior, assenta em descontinuidade

a (1) Formação Carbonatada (calcários, por vezes dolomíticos, conglomerados e vulcanitos ácidos na base⁵). Sobre esta assenta em continuidade sedimentar a (2) Formação de Vila Boim (xistos, arenitos e intercalações de rochas vulcânicas básicas (basaltos toleíticos) e ácidas). Esta série está bem datada já que a oeste de Vila Boim e a nordeste de Vila Fernando, sobre calcários cristalinos laminados (Fig. 3.16 - adiante), repousam, em concordância, quartzitos micáceos (Gonçalves, 1970) e numa intercalação de quartzito filítico, compacto, foram encontrados fósseis muito deformados e comprimidos. Trata-se da fauna descrita por Nery Delgado (1904, in: Gonçalves 1970) e posteriormente revista por Carlos Teixeira (1952, in: Gonçalves 1970). Segundo este autor estão representadas as seguintes espécies. *Callavia choffati* (Delgado 1904), *Delgadella souzai* (Delgado 1904), *Delgadella souzai caudata* (Delgado 1904), *Hicksia elvensis* Delgado 1904, *Lingulella delgadoi* Walcott 1912, "*Modiolopsis*" *bocagei* Delgado 1904, *Hyolithes lusitanicus* (Delgado 1904) e *Hyolithes sp.* O conjunto indica o topo do Câmbrico inferior (parte superior do Georgiano mais precisamente o andar **Marianiano**). A assentada fossilífera inicia série espessa, de tipo flischóide.

Segue-se uma (3) "Barra Quartzítica" composta por arenitos e conglomerados e ainda concordante estratigraficamente temos o Complexo Vulcano-sedimentar de Terrugem (Xistos da Terrugem de Nery Delgado - xistos e psamitos, arenitos, vulcanitos ácidos, espilitos e rochas hiperalcalinas extrusivas) que é litologicamente semelhante ao Câmbrico médio da Península Ibérica. No topo da série xistenta do Câmbrico de Elvas são frequentes testemunhos da actividade magmática pré-orogénica (espílitos), os quais

⁵ Consultar capítulo 2

⁶ Para mais detalhes ver figura 2.9 e texto acompanhante.

apresentam quase sempre a composição mineralógica de xistos verdes. Estas rochas eram originalmente de natureza básica. No topo desta série Oliveira et al. (1990) colocam a formação de (4) Fatuquedo (xistos e psamitos com octaedros de magnetite, grauvaques que na parte superior apresentam intercalações de conglomerado), ainda datada do Câmbrio médio. Sobrejacente à Formação de Fatuquedo e em discordância angular estaria a (5) Formação de Barrancos que os autores atribuem ao Ordovícico (Mapa Geral, anexo e Fig. 3.15).

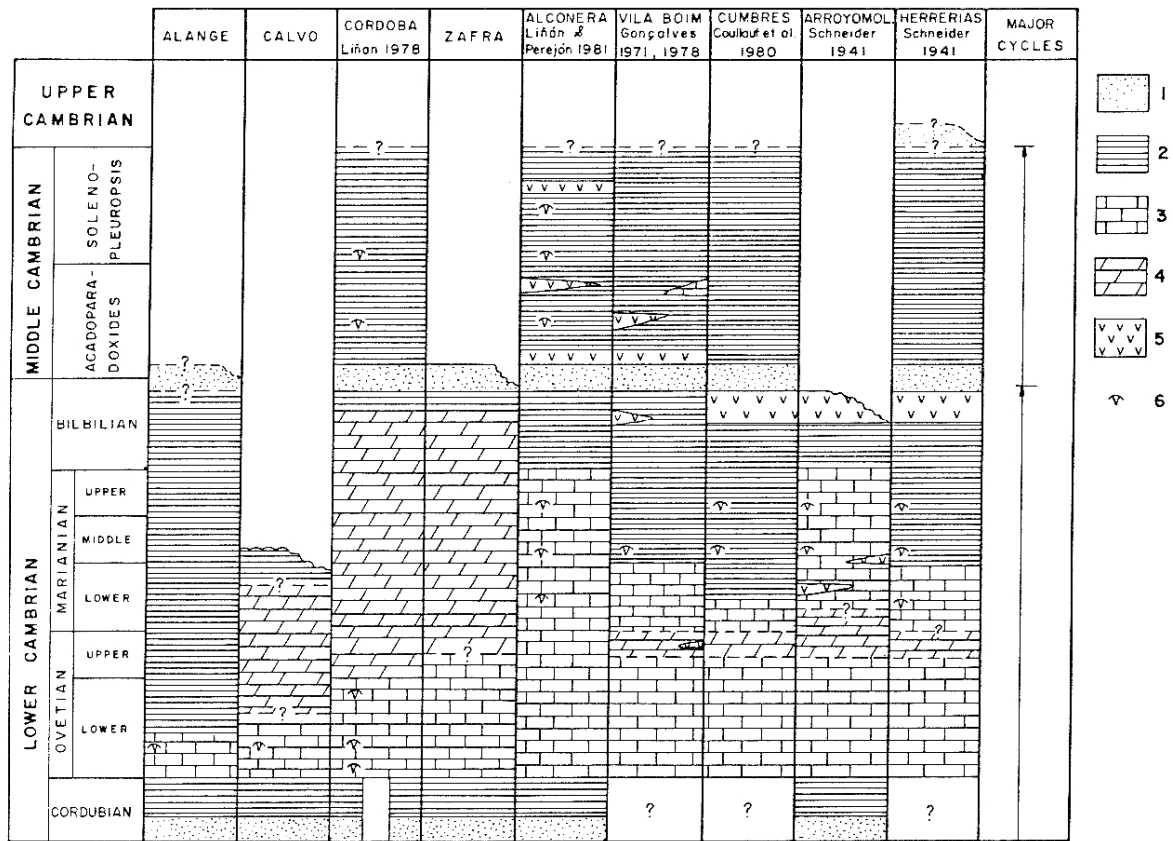


Fig. 3.15 – Diagrama de correlação entre as seqüências câmbrias observadas na Zona de Ossa – Morena. 1 – Arenitos; 2 – Xistos; 3 – Calcários; 4 – Dolomitos; 5 – Rochas vulcânicas, e 6 – Horizontes fósseis. Adaptado de Liñan & Quesada, 1990.

3.3.2.2 Câmbrico de Assumar

Separa-se do Câmbrico de Elvas por janela precâmbrica; o seu prolongamento para Espanha faz parte do extenso sinclinal de Zafra – Llerena. Está dobrado em estrutura sinclinal bastante irregular. A sequência estratigráfica observada é muito semelhante à do Câmbrico de Elvas, ou seja: Conglomerados, arcoses, sucessão flischóide e calcários (Gonçalves, 1970).

3.3.2.3 Câmbrico de Ouguela

Trata-se uma faixa bem mais estreita do que a de Assumar e é ladeada por terrenos precâmbricos do anticlinório de Almendralejo – Azuaga. É composto por arcoses quártzicas com clastos de metacherte, de quartzito, etc. Por vezes ocorrem alinhamentos de conglomerado constituídas por calhaus, em geral de grandes dimensões, acumulando-se em determinados locais de modo desordenado. No arenito há intercalações finas de xistos gresosos, cor de borra de vinho, observáveis em vários pontos. Aos arenitos feldspáticos sucedem-se calcários dolomíticos ou dolomitos de cor castanha – avermelhada, com laminação evidente, apresentando no entanto alguns leitos margosos (Vale do Grou) (Gonçalves, 1969-70). Em Espanha próximo de Casas de la Cierva foram reconhecidas algumas secções de arqueociatídeos, que não se encontram em território português, e que permitiram a datação das formações. A faixa do Câmbrico para noroeste é exclusivamente constituída por arenitos quártzicos. A sudoeste do Câmbrico de Ouguela há xistos que sucedem ao conglomerado fino com aspecto porfiróide (Gonçalves, 1969-70).

3.3.2.4 Câmbrico de Estremoz

Os sedimentos antecâmbricos (Formação de Mares litologicamente muito semelhantes à Formação de Mosteiros), de tipo flischóide constituem a série xisto – arenítico – grauvacóide do Precâmbrico superior e sobre este soco antigo depositam-se sedimentos cuja natureza sugere deposição numa área epicontinental ou costeira; conglomerados, rochas vulcânicas, arenitos feldspáticos e calcários dolomíticos (ou dolomitizados?!), na maioria talvez de origem recifal (Gonçalves, 1974). O nível inferior da série carbonatada de Estremoz é de idade câmbrica, isto por comparação litoestratigráfica com a formação bem datada de Elvas (Gonçalves, 1974) (Fig. 3.15).

Enquanto a nordeste no Câmbrico de Elvas se deposita, a seguir a série flischóide em que para o fim recrudescer a actividade vulcânica (horizonte espilítico); a sudoeste, individualiza-se alto fundo, responsável por lacuna importante (Gonçalves, 1974).

Oliveira *et al.* (1990) e Piçarra (2000) individualizam ainda o sector Estremoz – Barrancos⁷ e neste atribuem idade câmbrica provável à Formação de Ossa (a mais antiga e composta por: xistos, psamitos, grauvaques, intercalações de metavulcanitos básicos na parte inferior). Uma vez que sobre ela os autores também colocam a Formação de Barrancos, esta Formação de Ossa seria um "equivalente lateral" da Formação de Fatuquedo, acima referida (Fig. 3.15).

⁷ Detalhes no capítulo 2.

3.3.2.5 Outros afloramentos de idade Câmbrica

Igualmente atribuídas ao Câmbrico são os afloramentos de Ficalho (Fig. 3.15), Trigaches – S. Brissos e Serpa. Pela posição em que se encontram, orientação e estratigrafia que apresentam todas estas estruturas corresponderão a janelas estratigráficas do Paleozóico inferior e Precâmbrico, postas a descoberto pela erosão dos terrenos mais recentes que se lhe sobrepõem. O caso do anticlinal de Ficalho é singular uma vez que a estrutura aí observada é muito semelhante à de Estremoz.

3.3.2.6 Afloramentos câmbricos espanhóis. A partir de Moreno-Eiris, E. (1987) Perejón, E. & Moreno-Eiris, E. (1992); Liñan, E. & Quesada, C. 1990 & Quesada et al., (1983).

Em Espanha, durante o Câmbrico distinguem-se três unidades paleogeográficas distintas, "Unidade de Zafra", "Unidade de Alconera" e "Unidade de Usagre" (Fig. 3.1) que estão separadas por limites tectónicos. No final do Precâmbrico e início do Câmbrico começaram a depositar materiais detríticos procedentes de relevos próximos que se estavam a erodir, devido fundamentalmente à acção de rios que formaram numerosos paleocanais, ao mesmo tempo começou a transgressão câmbrica. Esta transgressão vai preencher uma série de relevos preexistentes que vão dar lugar à formação de diferentes bacias marinhas com peculiares condições. É nesta altura que tem lugar a separação entre as bacias que representam as várias unidades acima referidas.

3.3.2.6.1 Unidade de Zafra

Na Unidade de Zafra, depois da deposição de materiais continentais, de natureza conglomerática e arenítica, começa a deposição de areias de praias numa bacia marinha restrita e muito próxima do continente. Estas condições favorecem o desenvolvimento de comunidades algais e daí termos uma deposição alternante de níveis detriticos provenientes do continente e de calcários essencialmente formados pelas estruturas estromatolíticas desenvolvidas pelas comunidades algais⁸ (Fig. 3.16).

3.3.2.6.2 Unidade de Alconera

A Unidade de Alconera também começa pela deposição de materiais detriticos e sobre eles se formaram bancadas arenítico-carbonatadas que terminam em quartzitos e micro-conglomerados, termina com materiais vulcano sedimentares do Câmbrio médio. Após todo este conjunto a sedimentação faz-se com a alternância de calcários margosos, margo – calcários e siltitos margosos, em bancadas de pequena espessura e finamente laminados.

No Ovetiano, a Unidade de Alconera constitui uma bacia marinha pouco profunda onde florescia comunidades de algas que formavam um ecossistema que modificava as condições ambientais na interfase água – terra e que viriam a ser as responsáveis pela génese de estruturas algais e estromatolíticas. Estas estruturas seriam parcialmente destruídas por tempestades formando depósitos brechóides locais e originando níveis erosivos bem marcados. Junto destes materiais carbonatados onde a influência das algas não se fazia sentir depositaram-se siltitos e arenitos. Note-se que

⁸ Consultar também o Capítulo 2 para mais ilustrações referentes a estas estruturas algais.

depósitos semelhantes são descritos por Gonçalves (1969-70) no Câmbrico de Ouguela.

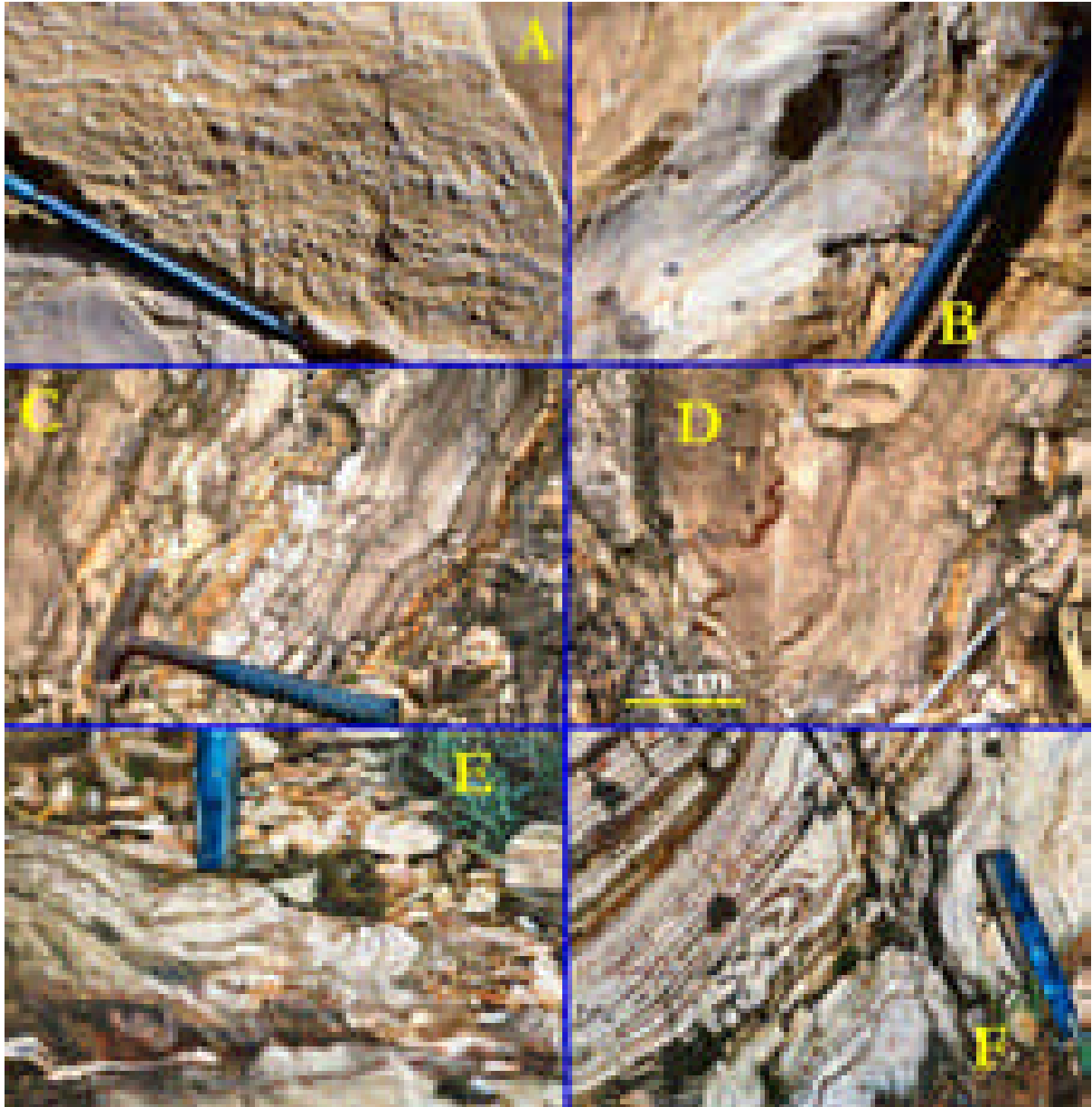


Fig. 3.16 – Vários aspectos de “calcários” das formações carbonatadas de Zafra (A, B) e Elvas (C a F – Próximo de Vila Boim). Em A e B as estruturas encontram-se razoavelmente conservadas e forneceram importantes dados paleontológicos. Em C a F, apesar do metamorfismo de baixo grau não foi ainda possível classificar qualquer conteúdo fóssilífero; aspectos como figurados e outros similares fazem lembrar estruturas orgânicas

As estruturas algais viriam posteriormente a ocupar um volume muito maior devido a um afundamento lento da bacia, originando autênticos bioermes de algas no princípio e de Algas – Arqueociatídeos no fim, ao abrigo dos quais numerosas comunidades de esponjas, trilobites, braquiópodes e hiolites se puderam desenvolver. Os bioermes de Algas – Arqueociatídeos são na sua massa fundamental formados por colónias de algas muito recristalizadas maciças e descontínuas de cor branca, elipsóidais ou ovais e de tamanhos variáveis. Os Arqueociatídeos podem encontrar-se dentro das massas de algas e por elas colonizados, ou fora nos calcários detríticos violáceos, onde também se encontra uma fauna associada abundante⁹.

No princípio do Marianiano os bioermes de Algas – Arqueociatídeos alcançam o apogeu máximo. Em seguida a bacia inicia o seu afundamento com oscilações intermitentes da linha de costa, o que iria originar a formação de calcários e sedimentos terrígenos em fácies de plataforma e com melhor comunicação com o mar aberto, como é indicado pelos espectros faunísticos de trilobites em que predomina uma fauna de Miómeros cosmopolita típica de mares mais abertos em associação com outra de Polímeros mais restrita e local. Nestas condições predominavam as comunidades de Trilobites, Braquiópodes, Esponjas e Hyolithes sobre as algas. A instabilidade da linha de costa durante o Marianiano é acompanhada por um resfriamento progressivo da água que, provavelmente, seria a causa do empobrecimento gradual dos depósitos carbonatados micríticos, até que por fim desaparecem por completo.

Durante o Bilbiliano ocorre uma regressão geral e dá-se um aumento importante de sedimentos detríticos provenientes da área continental que se estava a erodir, de tal modo que se iam depositando materiais cada vez mais

⁹ Ver figura 2.8 para mais pormenores.

grosseiros até chegar ao depósito de uma "barra quartzítica" e de micro-conglomerados até ao fim deste andar.

No Câmbrio médio produz-se uma instabilidade do soco que determina a subsidência da bacia, que é acompanhada por emissões importantes de materiais vulcânicos (ver Cap. 2.2.2), num meio marinho de plataforma aberta e águas temperadas óptimas para o desenvolvimento de comunidades de Trilobites e Hyolithes típicas da zona nerítica.

3.3.2.6.3 Unidade de Usagre

Na "Unidade de Usagre", a sedimentação detrítica marca também a passagem do Precâmbrico ao Câmbrio. O transporte de materiais detríticos e carbonatados é rápido, com episódios finos de argilitos entre os calcários. Durante a sedimentação carbonatada a Unidade de Usagre formaria uma bacia marinha pouco profunda com comunidades algais e de arqueociatídeos. A intensa fracturação desta unidade e os processos erosivos e eventual paleocarsificação¹⁰ não permitem saber o que aqui ocorreu em seguida. Infelizmente em Portugal também sucede o mesmo em Estremoz, Ficalho, etc.

Em Espanha são ainda referidos outros afloramentos de que não faremos descrição pormenorizada pela semelhança que apresentam com os já referidos (sedimentação detrítica na base, membro vulcanoclástico e sequência carbonatada no fim do Câmbrio inferior terminal). A Fig. 3.15 mostra precisamente a correlação entre os diferentes afloramentos em Espanha e ainda com o Câmbrio de Vila Boim.

¹⁰ Ver figura 2.21 e texto acompanhante.

Na folha de Zafra (1:50.000 - ITGE), sobre o Câmbrio médio não se tem conhecimento de qualquer afloramento nem do Ordovícico nem do Silúrico. Este aspecto é importante pois a sua ausência implica uma não deposição ou então erosão o que poderia ter sido provocado por uma descida eustática ou migração do depocentro da bacia sedimentar de acordo com, por exemplo, com o proposto por Silva (1998) para os Sector de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos.

3.4. Características dos afloramentos Câmbrios na Zona de Ossa – Morena e a sua relação com o Modelo de Vail

Pelo que atrás vimos, nos diferentes afloramentos as séries representadas não são muito diferentes assim ligando estas observações com os avanços recentes no conhecimento estrutural, sedimentológico e estratigráfico da Zona de Ossa – Morena podemos fazer uma aproximação provisória da evolução estratigráfica e características mais salientes que se podem resumir nos seguintes pontos:

- 1) A existência de uma inconformidade basal (angular ou erosiva) sobre o Precâmbrio. Recordemos que o mar estaria num nível muito baixo em grande parte devido à existência de um Supercontinente Precâmbrio, o arrasamento das áreas emersas pode explicar esta inconformidade e ainda a existência de depósitos turbidíticos de plataforma que todavia não são reconhecidos na Zona de Ossa – Morena mas estão largamente representados na Zona Centro – Ibérica (Palácios *et al.*, 1995) e para os quais a análise sequencial estratigráfica apresenta agora uma explicação, num contexto global.

- 2) A existência de dois grandes ciclos (Aitken, 1966, *in* Quesada, 1990), interpretados como dois episódios de transgressão – regressão, que coincidem aproximadamente com o Câmbrio inferior e médio. Os pontos mais importantes de ambos os ciclos estão resumidos nos seguintes pontos:
- 3) Transgressão inicial que originou o estabelecimento de uma plataforma de sedimentação marinha pouco profunda no início do Câmbrio. O tempo relativo da plataforma de sedimentação carbonatada que se desenvolveu na Zona de Ossa – Morena, como aliás se infere pela fauna de trilobites, aponta claramente que esta transgressão se tenha dado de sul para norte (ou seja o continente estaria a norte já que as fácies indicadoras de ambientes mais próximos do litoral, portanto, mais rica em formas de vida se encontram a norte), o que em parte também explica a raridade de sedimentos fossilíferos no território português já que as unidades correlacionáveis com os afloramentos em Espanha se situam a sul dos mesmos;
- 4) Plataforma de sedimentação mista clástica/carbonatada na parte inferior do Câmbrio inferior (Ovetiano e Marianiano) durante a qual a distribuição de fácies e a sua relativa espessura estão muito provavelmente controladas pelo transporte diferencial de sedimentos clásticos com pequena influência da tectónica sinsedimentar extensional, o que explica a grande semelhança entre os diferentes afloramentos a que é atribuída esta idade;
- 5) No final do Câmbrio inferior (Bilbiliano) acentua-se a instabilidade tectónica como demonstra o aparecimento da actividade vulcânica, variações abruptas de fácies, basculamentos, inconformidades locais e por fim impulsos regressivos e transgressivos locais controlados

tectonicamente que vão afectar diferentes partes da bacia compartimentada. Esta característica induziu inclusivamente a distinção de múltiplas unidades paleogeográficas (Liñan & Perejón, 1981). Aqui a actuação de falhas normais lítricas devidas à ruptura das partes mais superficiais da crosta sujeita a um regime distensivo transcorrente (transtensivo), pode perfeitamente explicar a compartimentação por blocos da bacia de sedimentação e, deste modo as variações de fácies em cada bloco diferencialmente abatido;

- 6) A existência de uma regressão generalizada no fim do Câmbrico inferior seguida por transgressão generalizada no Câmbrico médio está mais relacionada com processos tectónicos regionais (e não locais) e/ou eustáticos, e pode ter sido causada por uma diminuição na taxa de formação dos fundos oceânicos (ou deslocamento do ritmo para sul como referimos atrás) já que devido a contracção por arrefecimento das rochas formadas nas cristas médias durante o Câmbrico inferior, levaria a um aumento no tamanho das bacias de sedimentação marinhas e conseqüentemente uma descida relativa do nível do mar. Em seguida a taxa de alastramento dos fundos oceânicos deverá ter aumentado e assim se explicará o "transbordar" do mar no Câmbrico médio;
- 7) A regressão final levou à exposição completa em condições subaéreas da Zona de Ossa - Morena no Câmbrico superior. Sobre o paleorelevo então formado, depositam-se sedimentos de plataforma do Ordovícico inferior, que caracteriza o início da seguinte fase (Margem passiva) da evolução tectono-estratigráfica da Zona de Ossa – Morena.

Na Fig. 3.17 apresentamos um corte geológico esquemático e interpretativo referente à génese dos afloramentos câmbricos da Zona de Ossa – Morena em Portugal e aflorantes nos sectores de Alter do Chão – Elvas e Estremoz – Barrancos. Em relação a esta figura há alguns reparos a fazer: Assim, para ser mais precisa deveria por em evidência a compartimentação em bacias geradas em regime transtensivo que se dá no fim do Câmbrico inferior, como propostas por Silva (1998); trata-se unicamente de um esquema que tenta correlacionar as séries sedimentares que Oliveira *et al.* (1990) descreve para estes sectores e que de resto já são conhecidas de há longa data.

Para concluir, sabemos que não foram encontrados quaisquer fósseis na Formação de Ossa e também sabemos que o Câmbrico superior não é, com a excepção atrás referida, reconhecido na Zona de Ossa – Morena, mas por representar uma sequência essencialmente constituída por xistos e psamitos (xisto – grauváquico!?) mais distal poderá esta formação corresponder aos sedimentos depositados contemporaneamente ao pico eustático máximo que se pode observar na Fig. 3.10. Deste modo estabeleceria o elo entre o Câmbrico médio e o Ordovícico de que datam os fósseis encontrados na Formação de Barrancos. A hipótese de a Formação de Ossa pertencer ao Câmbrico superior já havia sido sugerida por Lopes (1995) e Piçarra (2000).

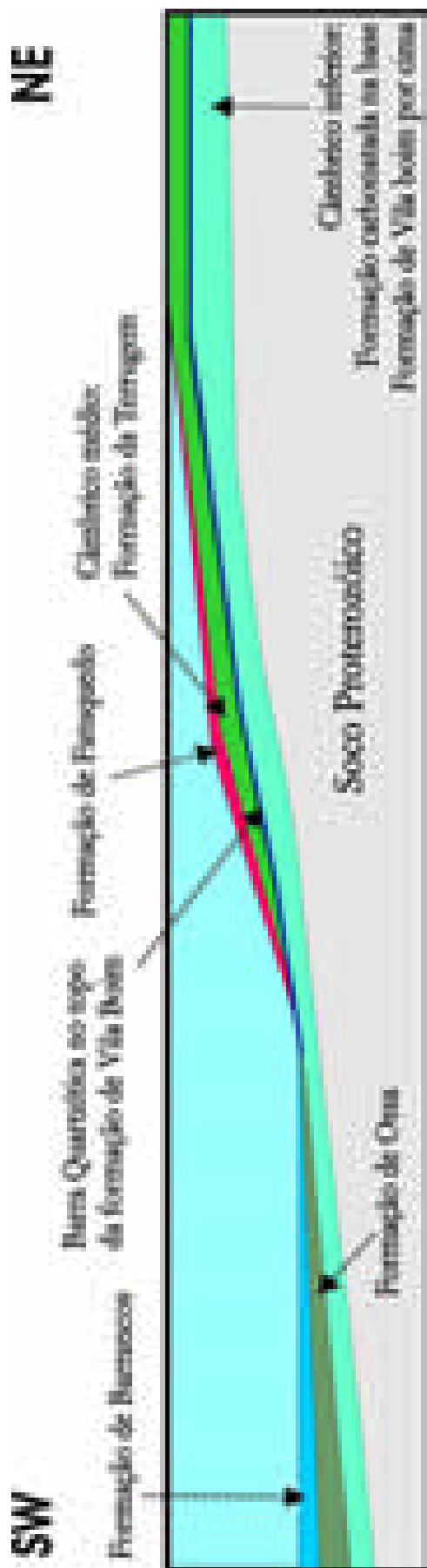


Fig. 3.17 – Corte geológico esquemático e interpretativo referente à gênese e correlação entre afloramentos câmbrios e ordovícicos da Zona de Ossa – Morena em Portugal; sector de Alter do Chão – Elvas sua ligação ao sector de Estremoz – Barrancos. Nesta reconstrução, propõe-se uma continuidade entre as formações carbonatadas dos dois sectores que seria posteriormente interrompida por acidentes tectónicos no decorrer do processo transensivo de abertura oceânica. No decorrer da situação proposta por este modelo, supõe-se a existência uma zona elevada a NE, e desenvolvido de um padrão em “horsts” e “grabbens” com acidentes distensivos NW-SE inclinados para Sul e para NE como proposto por Oliveira *et al.*, (1992) e desenvolvido segundo uma perspectiva geodinâmica por Silva, J. B. (1997, 1997a e 1998). A nucleação destes acidentes seria induzida por anisotropias a nível do Soco Proterozóico e posteriormente retomadas como acidentes transpressivos. O bloco elevado a NE está de acordo com o metamorfismo de mais baixo grau evidenciado pelas formações do Sector de Alter do Chão – Elvas em comparação com as formações mais recentes a SW pertencentes ao Sector de Estremoz – Barrancos. Silva (1997) salienta ainda que durante o Câmbrio – Ordovício a bacia Câmbria de Vila Boim constituiria um depocentro de fácies flischoídes em contraste com a fácies de plataforma de Estremoz, e mais tarde, durante o Silúrico, esta depressão deslocar-se-ia para o fosso segundo o alinhamento de Orada – Mina do Bugalho. A migração do depocentro para a Bacia de Terena no Devónico inferior, traduz uma crescente deformação transpressiva progredindo segundo o mesmo sentido, ou seja, de NE para SW, com consequente elevação das unidades internas¹ (NE) e crescente definição do flanco Sul da estrutura em leque (Silva, 1997).